

53239

275
53239

ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS

PARS CLIMATOLOGICA SCIENTIARUM NATURALIUM

CURAT: R. WAGNER

ACTA CLIMATOLOGICA

TOMUS VIII.

FASC. 1—4.

SZEGED (HUNGARIA)

1969

ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS

PARS CLIMATOLOGICA SCIENTIARUM NATURALIUM

CURAT: R. WAGNER

ACTA CLIMATOLOGICA

TOMUS VIII.

FASC. 1—4.

SZEGED (HUNGARIA)

1969

DIE BEDEUTUNG DES ADVEKTIVEN WÄRMETRANSPORTES IN DER ENERGIEBILANZ DES LUFTRAUMES DES KARPATENBECKENS

von B. BÉLL

Herrn Prof. DR. ANTAL RÉTHLY zu seinem 90. Geburtstag gewidmet

Summary: On the basis of aerological data series, mainly of those obtained from radiosonde measurements carried out in Budapest during the period of 1961—1965 the author investigated the average advective heat balance of the troposphere. Upper wind measurements carried out by stations in NW Germany, in Budapest and in Tateno (Japan) clearly show the thermic effect of the two oceans and of the Eurasian continent situated between them. From statistical investigations on the temperature advection over Budapest it has been shown that within the investigated period the free troposphere was in every season (with the exception of the summer) and also in the average of the whole year warmed, while in summer cooled by the circulation. In the cooling effect of the circulation in summer one may recognize the influence of the Atlantic Ocean, and in winter in the advective heat income again the influence of the Atlantic Ocean and of the Mediterranean can be seen. The comparatively small absolute values of the advective heat balance, and even of their sign, depend strongly on the frequency-ratio of the positive and negative components, and, through it on the frequency of the wind direction of the investigated period.

Zusammenfassung: Anhand der aerologischen Angabenreihen, hauptsächlich von in Budapest in der Periode von 1961—1965 ausgeführten Radiosondenmessungen untersucht der Verfasser den durchschnittlichen advektiven Wärmebilanz der freien Troposphäre. Die Höhenwindmessungen der Stationen in Nordwestdeutschland, in Budapest und in Tateno (Japan) beweisen den thermischen Effekt der zwei Ozeanen und des zwischen ihnen liegenden eurasischen Kontinentes. Aus der statistischen Untersuchung der Temperaturadvektion über Budapest ging es hervor, dass die freie Troposphäre von der Zirkulation in der untersuchten Periode mit Ausnahme des Sommers in allen Jahreszeiten und auch im Durchschnitte des ganzen Jahres gewärmt, im Sommer dagegen gekühlt wurde. Im Sommer kann in dem Kühlungseffekt der Zirkulation der Einfluss des Atlantischen Ozeans, in Winter aber in der advektiven Wärmeeinnahme ebenfalls der Einfluss des Atlantischen Ozeans, sowie des Mittelmeeres erkannt werden. Die verhältnismässig kleinen absoluten Werte der advektiven Wärmebilanz, ja sogar die Vorzeichen derselben hängen in sehr grossem Masse von der Häufigkeitsproportion der positiven und der negativen Komponenten, sowie durch ihre Vermittlung von der Windrichtungshäufigkeit während des untersuchten Zeitabschnittes ab.

Auf Grund von an dem Boden und in der hohen Atmosphäre ausgeführten Sonnenstrahlungsmessungen kann jene Strahlungsenergie abgeschätzt werden, die von der Erde und ihrer Atmosphäre innerhalb einer Zeiteinheit absorbiert wird. In ähnlicher Weise kann teils im Wege von Messungen, und teils durch Errechnungen auf den Energiestrom gefolgert werden, welcher durch reflektierte Sonnenstrahlung und langwellige Ausstrahlung die Erde und die Atmos-

phäre verlässt. Jeder andere aus innerer oder äusserer Quelle stammende Energiestrom, welcher auf die Oberfläche der Erde oder in die Atmosphäre gelangt, kann — im Verhältnis zum Energiefluxus der Sonnenstrahlung — vernachlässigt werden.

Im Einklange mit der Erfahrung kann es angenommen werden, dass in einem, auf eine genügend lange Periode bezogenen durchschnittlichen Jahre weder eine Akkumulation der Energie, noch eine Abnahme des Energievorrates an unserem Planet vor sich geht, d. h. das System „Erdoberfläche-Atmosphäre“ im Durchschnitte eines vollen Jahres sich in einem Strahlungsgleichgewicht befindet.

Innerhalb des Systems verschwindet jedoch die jährliche Strahlungsbilanz nicht überall. Es ist bekannt, dass die Erdoberfläche-Atmosphäre in den um den Äquator an niedrigeren Breiten befindlichen Zonen in einem durchschnittlichen Jahre im allgemeinen mehr Strahlungsenergie absorbiert, als sie ausstrahlt, wogegen bei den höheren Breiten der aus der Strahlung stammende Energieverlust die jährliche Einnahme übersteigt. In der planetarischen Verteilung der Strahlungsbilanz kann also eine, mit dem Einfallswinkel der Sonnenstrahlung erklärliche zonale Verteilung beobachtet werden. Die zwischen den im Jahresdurchschnitt mit der positiven und negativen Strahlungsbilanz charakterisierbaren Zonen befindliche Grenze liegt ungefähr zwischen den Breiten 35° — 40° (SIMPSON 1927, BAUR und PHILIPPS 1934, BUDYKO 1963), dringt aber im Inneren der grossräumigen Kontinente auch in die niedrigeren Breiten ein. Diese Grenzlinie verschiebt sich im Winterhalbjahr gegen den Äquator und im Sommerhalbjahr gegen die Polen. Die mit positiver bzw. negativer Strahlungsbilanz charakterisierten Zonen werden im Winter der nördlichen Hemisphäre durchschnittlich vom Breitengrad 20° , im Sommer vom 55° , im Durchschnitte des ganzen Jahres aber von 38° N (SELLERS 1966) abgetrennt. In dieser Weise zeigt der Strahlungshaushalt des Sommerhalbjahres in der überwiegend gemässigten Zone zwischen 20° — 55° eine Energieeinnahme, jener des Winterhalbjahres aber einen Energieverlust. In den höheren Breiten ausserhalb der Zone ist die Strahlungsbilanz auch im Sommerhalbjahre negativ, an den niedrigeren Breiten aber auch im Winterhalbjahre positiv.

Die abweichenden physikalischen Eigenschaften der Oberfläche der Ozeanen und Kontinenten, die Verteilung der Bewölkung, die Unterschiede in der Strahlungsdurchlässigkeit der Luft können in der Jahresstrahlungsbilanz bedeutende lokale Differenzen verursachen selbst innerhalb einer und derselben Breite.

So ist zum Beispiel im Durchschnitte des durch die Mitte des Karpatenbeckens laufenden Breitengrades 47° N die Jahresstrahlungsbilanz des Systems „Erdoberfläche-Atmosphäre“ auf Grund der vorhergesagten negativ, durch die Forschungen der letzten Jahre (BACSÓ 1959, 1965) ist es aber zweifelhaft geworden, ob im Raume von den witterungsmodifizierenden Effekt der Alpen und der Karpaten ausgesetzten Ungarns der jährliche Strahlungsenergieverlust die Einnahme des Systems übersteigt.

Der in der Strahlungsbilanz erscheinende jährliche Energieüberschuss oder Verlust würde eine lokale Anhäufung der Wärmeenergie, bzw. eine Abnahme des Wärmeverrates hervorrufen. Da solche Erscheinungen nirgends auf der Erde beobachtet werden, muss es angenommen werden, dass der auch die Strahlungsbilanz in sich einschliessende Wärmehaushalt im Jahresdurch-

schnitte einer genügend langen Periode sich überall im Gleichgewicht befindet. Aus diesem folgt, dass in der Jahresbilanz des Wärmehaushaltes der als Endresultat der Strahlungsprozesse sich meldende lokale Wärmeüberschuss, bezw. Wärmedefizit von anderen energetischen Prozessen kompensiert wird. Die Forschungen der letzten Jahrzehnte bekräftigen jene — auf einige Jahrhunderte zurückblickende — Annahme, dass das System „Erdoberfläche-Atmosphäre“ den jährlichen Wärmedefizit der an höheren Breiten liegenden Zonen aus dem Wärmeüberschuss der niedrigeren Breiten durch die Meeresströmungen und die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre ersetzt. Nach RAETHJEN (1942) geht $\frac{1}{7}$ Teil des planetaren Wärmetransportes im Wege der Meeresströmungen, $\frac{6}{7}$ Teil aber durch den atmosphärischen Wärmeaustausch vor sich.

Der Wärmetransport der allgemeinen Zirkulation schliesst ausser der freien Wärme der Luft auch den Transport der latenten Wärme in sich. In der subtropischen Zone übersteigt die durchschnittliche Menge der Evaporation in den Winter- und Sommerhalbjahren die Menge des aus der Atmosphäre ausfallenden Niederschlages. Hier würde also ohne der ausgleichenden Wirkung der allgemeinen Zirkulation Wasserdampf und hiermit eine latente Wärme sich in der Atmosphäre anhäufen. In der gemässigten Zone und an den Polargebieten ist dagegen die Niederschlagsmenge im allgemeinen höher, als die in die Atmosphäre durch Verdampfung gelangende Wassermenge. Der Defizit wird aus dem Überschuss der an den niedrigeren Breiten liegenden Zonen von der allgemeinen Zirkulation ersetzt.

Von den neuerlichen Forschungen bezüglich der allgemeinen Zirkulation und ganz besonders den Resultaten des Internationalen Geophysikalischen Jahres wurde bewiesen, dass ein bedeutender Teil des Wärmetransportes globalen Ausmasses von den quasihorizontalen atmosphärischen Bewegungen, und zwar von den advektiven meridionalen Komponenten der allgemeinen Zirkulation ausgeführt wird.

Die atmosphärische Advektion transportiert also nicht bloss Luftmengen, sondern zugleich auch freie und latente Wärme im allgemeinen von den Zonen der niedrigeren Breiten gegen die höheren Breitengraden. Bezüglich der transportierten Wärmemenge verfügen wir — zwar in erster Linie im Durchschnitt der einzelnen Breitengraden — über einige schätzungsweisen Angaben, die ausführlicheren Untersuchungen wurden aber bloss durch die in nach 1950 im grösseren Masse begonnenen aerologischen Messungen ermöglicht.

Im Wärmetransport können sich natürlich, selbst entlang einer und derselben Breite, grosse Unterschiede ergeben. Als ihre Ursache können vor allem zwei grosse klimatischen Faktoren, und zwar die Wechselwirkung des Meeres und des Kontinentes, und die orographischen Auswirkungen erachtet werden. Im Luftraume von Ungarn kann sich der advektive Komponent des Wärmehaushaltes — teils infolge des abwechselnden Einflusses des Atlantischen Ozeans, des Mittelmeeres und des eurasischen Kontinentes, anderenteils wegen dem beckenartigen Charakter des Landes, — in eigentümlicher Weise gestalten.

Von BACSÓ wurden in seinen in 1959 und 1965 erschienenen Arbeiten Errechnungen hinsichtlich der monatlichen und jährlichen Summe des advektiven Wärmetransportes über Ungarn ausgeführt. Zu diesem Zwecke verwendete er ausser seinen eigenen Resultaten die Untersuchungen von TAKÁCS und DOBOSI (1957) über die Strahlungsverhältnisse, von FÁBIÁNCIS (1940),

BERKES (1946) und KÉRI (1952) über den Wasserhaushalt des Beckens, sowie jene von BÉLL (1955) über den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre (precipitable water). Aus den am Boden ausgeführten Beobachtungen folgerte er darauf, dass der Luftraum des Beckens im Wege der Zirkulation $6,0 \text{ kcal/cm}^2 \text{ Jahr}$ latente Wärme erhält, dagegen infolge des Kühlungseffektes der Advektion $8,5 \text{ kcal/cm}^2 \text{ Jahr}$ Wärme verliert. Letzten Endes wird also der Luftraum des Beckens und dessen Wärmeverrat von dem advektiven Wärmeumsatz der Zirkulation mit $2,5 \text{ kcal/cm}^2 \text{ Jahr}$ Energie vermindert. Der Defizit wird durch die als positiv annehmbare Strahlungsbilanz ersetzt.

Im Besitze von aerologischen Angaben wurden von BALZER (1965) und DAHLER (1965) Forschungen bezüglich der advektiven Komponenten des Wärmehaushaltes der Atmosphäre durchgeführt. Diese Forscher sind zu der Folgerung gelangt, dass von dem advektiven Wärmeumsatz der Zirkulation zu dem von ihnen untersuchten Raum Nordwestdeutschlands besonders in der unteren freien Troposphäre Wärme transportiert wird. Nach der Annahme Dahlers wird die überwiegende Advektion wärmerer Luft vermutlich auch für grosse Teile, oder den grössten Teil Mittel-Europas gelten. Auf Grund der Bearbeitung der in 1959—1960 ausgeführten Höhenwindmessungen in Valentia (Irland) kam HÄNSEL (1968) zu der Folgerung, dass in der untersuchten Periode von 2 Jahren im Raume von Valentia die Gesamtsumme des auf das ganze Jahr gerechneten Wärmetransportes nicht verschwindet, sondern ein positiver Wert ist. Nach seinen Errechnungen war die jährliche advective Wärmeeinnahme in der über der Reibungsschicht liegenden freien Troposphäre mit einer Erwärmung von der Grössenordnung von $1 \text{ }^\circ\text{C}/12 \text{ Stunden}$ gleichwertig. HÄNSEL berief sich auf die Werke von BALZER (1964), DAHLER (1965) und SCHRÖDER (1966) und stellt fest, dass im Raume von Nordwest-Europa überwiegenderweise eine Advektion von wärmerer Luft zur Geltung kommt und diesem Effekt entspricht (in Grössenordnung) die aus der effektiven Ausstrahlung stammende Abkühlung.

Auf Grund von Radiowindmessungen wurde von BÉLL (1968) bewiesen, dass im Durchschnitte der Fünfjahrperiode von 1959—1963 in der Troposphäre von Budapest im Sommer die Advektion der kälteren Luft, im Winter aber die Advektion der wärmeren Luft häufiger war. Die auf das ganze Jahr gerechnete advective Wärmebilanz ergab einen kleinen, statistisch nicht signifikanten positiven Wert, welcher in der freien Troposphäre einer Erwärmung von $0,1—1,3 \text{ }^\circ\text{C}/12 \text{ Stunden}$ entsprach.

Wie ersichtlich, ist der advective Wärmeumsatz eine Schlüsselfrage des lokalen Wärmehaushaltes der Atmosphäre, und wenn dazu noch erwogen wird, dass der kinetische Energiebedarf der allgemeinen Zirkulation eigentlich von der aus dem Wärmetransport gewonnenen mechanischen Arbeit gedeckt wird, kann die Wichtigkeit und Aktualität der Erforschung der atmosphärischen Advektion leicht eingesehen werden.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die auf Grund von aerologischen Angaben ausgeführte Untersuchung des durchschnittlichen advektiven Wärmeumsatzes, und zwar in erster Linie in dem Raume Ungarns. Da aber Ungarn in der Grenzzone der ozeanischen und kontinentalen Einflüsse liegt, wurden bei unseren Folgerungen auch die Angaben von anderen aerologischen Stationen benutzt.

Der advective Wärmetransport kann mit der auf die Zeiteinheit errechneten lokalen Temperaturänderung ausgedrückt werden, die an dem gegebenen Orte

durch die horizontale Verlagerung der wärmeren oder kälteren Luft hervorgerufen wird (Temperaturadvektion).

Die lokale advektive Aenderung des Wärmegehaltes der Luft einer Raumeinheit kann in Kenntnis der Dichte, der spezifischen Wärme und der lokalen advektiven Temperaturänderung der Luft offensichtlich bestimmt werden.

Die lokale Aenderung der Temperatur wird natürlich nicht bloss von der Advektion, sondern auch von der gemeinsamen Auswirkung von anderen diabatischen und adiabatischen Prozessen hervorgerufen. Im allgemeinen kann die auf die Zeiteinheit errechnete lokale Aenderung der Temperatur in der folgenden Weise ausgedrückt werden:

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_l = \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_{adv} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_{adi} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_{dia}$$

wo der erste Term auf der rechten Seite die advektive Temperaturänderung, der zweite und der dritte Term die aus den adiabatischen, bzw. diabatischen Vorgängen stammende Aenderung der Temperatur bedeutet.

Der zweite Term der Formel setzt sich aus jenen lokalen Temperaturänderungen zusammen, die aus den lokalen adiabatischen Aenderungen des Druckes, sowie aus den durch den horizontalen bzw. vertikalen Transport der Luft bedingten adiabatischen Druckänderungen stammen.

Der diabatische Term schliesst die durch die molekulare Wärmeleitung, den turbulenten Wärmeaustausch, die Phasenänderungen des Wassers, sowie durch die Strahlungsprozesse aufgenommenen oder abgegebenen Wärme bedingte lokale Temperaturänderungen in sich. In der freien Atmosphäre kann der adiabatische Term der lokalen Temperaturänderung bei der Untersuchung von auf längere Perioden bezogenen durchschnittlichen Verhältnissen neben den anderen zwei Komponenten vernachlässigt werden. Die diabatische Temperaturänderung kann praktisch auf die Wärmebilanz der Phasenänderungen des Wassers und auf die in der freien Atmosphäre immer negative Strahlungsbilanz zurückgeführt werden. Sie kann in der gemässigten Zone auf 15—17% der advektiven Komponenten geschätzt werden (BALZER 1965). Letzten Endes ist, wie dies von CHROMOW (1948) festgestellt wird, die Aenderung der Temperatur bei den in kurzer Zeit vor sich gehenden (von der Grössenordnung etwa eines Tages) Prozessen im Grunde genommen immer von einem advektiven Charakter.

In der freien Atmosphäre kann die advektive Komponente der lokalen Temperaturänderung mit aerologischen Messungen und mit den Methoden der synoptischen Aerologie gut angenähert werden. Allerdings kann in Anbetracht der Vorhergesagten nicht erwartet werden, dass die so gerechneten advektiven und die wahren Temperaturänderungen von Fall zu Fall übereinstimmen, ihre Unterschiede ermöglichen aber — wenn auch nicht die Bestimmung — sondern eine annähernde Schätzung der nicht advektiven Komponenten der lokalen Temperaturänderung.

Die auf ein endliches Δt Zeitintervall bezogene advektive Aenderung der lokalen Temperatur „ T “ kann als das skalare Produkt des horizontalen Windvektors (V) und des horizontalen Gradienten des Temperaturfeldes ausgedrückt werden. Dies bedeutet in der Höhe „ h “:

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_{adv} = - (V_h \cdot \text{grad}_h T).$$

In den folgenden werden die Vektors mit grossen Buchstaben und deren Betrag mit den entsprechenden kleinen Buchstaben bezeichnet.

In der Praxis wird der advective Wärmetransport nicht auf die horizontale Ebene, sondern auf quasihorizontale Isobarflächen (p) und auf durch Isobarflächen begrenzten Schichten bezogen. In diesem Sinne wird die advective Aenderung der Temperatur durch das skalare Produkt des isobarischen Windvektors und des isobarischen Gradienten der Temperatur ausgedrückt:

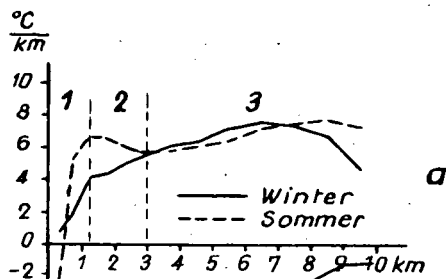
$$\left(\frac{\Delta T_{adv}}{\Delta t} \right)_p = - (V_p \cdot \text{grad } T) \quad (1)$$

Die advective Aenderung der Temperatur hängt offensichtlich von den Eigenschaften der Temperaturfelder und der Strömungsfelder ab. Da diese in den verschiedenen Schichten der Atmosphäre voneinander abweichen, müssen unsere Untersuchungen einestheils auf natürlicherweise abgegrenzte Schichten bezogen werden, anderenteils aber müssen unsere Errechnungen, wenn sie sich auf Messungen gründen, auf eine solche Schicht der Atmosphäre eingeschränkt werden, bezüglich welcher wir über genügende Temperatur- und Windangaben verfügen. In Anbetracht des letzterwähnten Standpunktes beschränken sich unsere vorliegenden Untersuchungen auf die Troposphäre.

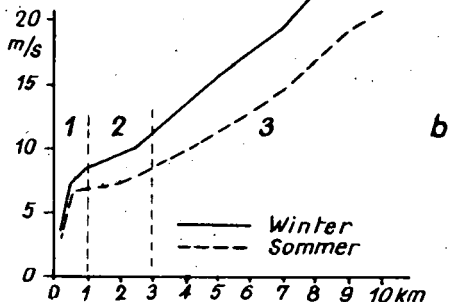
Die Troposphäre kann damit charakterisiert werden, dass in ihrem Wärmehaushalt und im allgemeinen auch in ihren physikalischen Eigenschaften die unmittelbare Auswirkung des Bodens in einem nach oben abnehmenden Masse zur Geltung kommt. Die Troposphäre ist — im Einklange mit den vorigen — einerseits durch die Abnahme der Temperatur mit der Höhe, andererseits in Übereinstimmung mit dem Grundgesetze der Aerologie, durch den überwiegenden Westwind, der mit der Höhe ansteigende Stärke aufweist, charakterisiert. Die Reibung mit dem Boden, die durch die Strahlung hervorgerufene starke Erwärmung und Abkühlung der Bodenoberfläche, die Phänomene der Konvektion und der Advektion, sowie deren Wechselwirkung bilden charakteristische Schichten in der Troposphäre. Sie erscheinen auch in den Durchschnittswerten der langen Angabenreihen der Temperatur und der Luftströmung und können deshalb als permanente Charakteristika der Troposphäre erachtet werden.

Die Unterscheidung der natürlichen Schichten der Troposphäre wird in der aerologischen Literatur nicht einheitlich vorgenommen. Die Erforschung ihrer sich lokal ändernden vertikalen Ausdehnung und ihrer sonstigen Eigenschaften erfordern weitere aerologische Bearbeitungen. Von FLOHN und PENNDORF (1942) wird für die über der bodennahen, der sogenannten planetaren Grenzschicht befindliche, in einer Höhe von etwa 1 km beginnende und durchschnittlich bis etwa 8 km Höhe reichende Schicht der Troposphäre die Benennung „*Konvektionsschicht*“ vorgeschlagen. Die selben Autoren haben später (1950) die über die bis etwa 2 km Höhe reichende Grundsicht befindliche und bis zur Höhe von etwa 8 km hinaufreichende Luftschicht als *Advektionsschicht* bezeichnet, da die horizontale Luftbewegung in dieser Schicht die vertikale Bewegung 100—10 000-mal übersteigt. SCHNEIDER—CARIUS (1953) unterscheidet innerhalb der bis

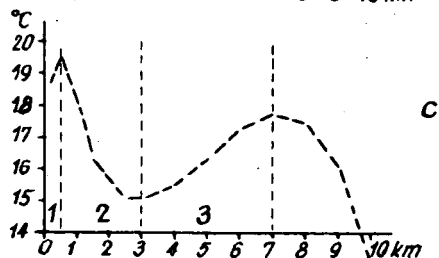
Abb. 1. a) Änderung der vertikalen Temperaturgradienten mit der Höhe (Budapest 1951—1960)



b) Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe (Budapest, 1959—1963)



c) Änderung der Jahresschwankungen der Temperatur mit der Höhe (Budapest 1951—1960).



zur Höhe von 2—3 km reichenden Grundsicht eine *Reibungsschicht* und eine *Konvektionsschicht*.

In Ungarn wurden die aeroklimatologischen Untersuchungen der Schichtung der Troposphäre im Laufe der vergangenen 25 Jahre in mehreren Arbeiten behandelt (BÉLL, 1941, 1954, 1955, 1965). Diese Untersuchungen bewiesen, dass die einzelnen Schichten der Troposphäre auf Grund von mehreren Klimaparametern (Temperatur und Windgeschwindigkeit, sowie deren vertikalen Gradienten, ihre tägliche und jährliche Schwankung) gut abgesondert werden. In diesen Schichten können einerseits vom Boden stammenden, mit der Höhe abnehmenden *lokalen* Effekte, andererseits durch die allgemeine Zirkulation vermittelte und mit der Höhe ansteigende *planetare* Effekte erkannt werden. Aus den erwähnten Parametern wird in der Abbildung 1 die Änderung des vertikalen Temperaturgradienten, der Windgeschwindigkeit und des Jahresamplitudens der Temperatur mit der Höhe dargestellt (BÉLL, 1965). Auf Grund der Kurven können die folgenden Schichten der Troposphäre unterschieden werden:

1. *Strahlungs- bzw. Reibungsschicht* zwischen der Bodenoberfläche und 1—1,5 km. Der mit der Höhe abnehmende Effekt des Bodens wird von dem nächtlichen Temperaturgradienten und dem starken Anwachsen der Windgeschwindigkeit mit der Höhe angedeutet. Die Jahresschwankung der Temperatur steigt in dieser Schicht mit der Höhe, und zwar infolge der sommerlichen bodennahen Inversionen.

2. *Konvektionsschicht* zwischen 1—3 km. Der lokale Effekt des Bodens kommt in einem mit der Höhe abnehmenden Masse zu Tage in der Abnahme des Temperaturgradienten, in dem verhältnismässig langsamen Ansteigen der Windgeschwindigkeit und sehr ausgeprägt in der Abnahme der Jahresschwankung der Temperatur. Alle drei Parameter zeigen den Effekt der Konvektion, deren Intensität mit der Höhe abnimmt. Die die lokale Auswirkung des Bodens andeutenden Abschnitte der Kurven enden bei einer durchschnittlichen Höhe von 3 km.

3. *Advektionsschicht* über 3 km. Mit dem Verschwinden der lokalen Effekte kommt in dem mit der Höhe erfolgenden Ansteigen des vertikalen Temperaturgradienten, der Windgeschwindigkeit, sowie der jährlichen Schwankung der Temperatur die planetare Auswirkung der nach oben immer stärker werdenden Advektion zur Geltung.

4. In den höheren Schichten der Advektionsschicht, über der Höhe von etwa 7 km kann in dem absteigenden Aste der Kurven die Auswirkung der verhältnismässig niedrigen winterlichen Tropopause erkannt werden.

Die natürlichen Schichten der Troposphäre (die Strahlungs-, Konvektions- und Advektionsschicht) werden über Budapest durchschnittlich von den quasihorizontalen Flächen in den Höhen 1—1,5 km und 3 km voneinander abgetrennt. Die Grenzfläche von 3 km bedeutet zugleich auch die durchschnittliche Grenze zwischen den Übergewichten der lokalen und planetaren Effekten. In den folgenden werden zu diesen charakteristischen Grenzflächen die in der Mitte der Troposphäre liegenden Fläche von 5 km, sowie die obere Grenze der Troposphäre angeschlossen und die Charakteristika der Temperaturadvektion in den derart abgrenzbaren Schichten untersucht. Die ausgewählten Flächen werden durch die in der synoptischen Praxis verwendeten Isobarflächen von 850, 700, 500, und 300 mb ersetzt.

Zum Zwecke der annähernden Bestimmung der Temperaturadvektion wird die Gleichung (1) auf die in der Troposphäre über Budapest, aus den aerologischen Angaben des umgebenden Makroräumens bestimmbar durchschnittlichen Temperatur- und Windfelder angewandt. Die in dieser Weise errechnete Temperaturadvektion bezieht sich auf ein atmosphärisches Modell, in dessen Troposphäre die Temperatur- und Windfelder mit den in den folgenden zu bestimmenden durchschnittlichen Temperatur- und Windfeldern der Troposphäre über Budapest übereinstimmen. Zu diesem Zwecke werden im Raume von Budapest an den Hauptisobarniveaus die horizontalen (isobarischen) Gradienten der durchschnittlichen Temperaturfelder festgestellt.

Die Temperaturgradienten (G_T), d. h. der Vektor der isobarischen Temperaturabnahme wird aus dem Aeroklimatologischen Atlas von GUTERMAN—HANEVSKAYA an dem Längen- und Breitenkreis von Budapest aus der auf 10—10 gradigen Bogenlänge gerechneten Temperaturabnahme, als zonalen und meridionalen Komponenten des Vektors errechnet. Die Richtung des Vektors wurde in einer 360-gradigen Skale ausgedrückt. Der Richtung *N* entspricht 0°, bzw. 360°, der Richtung *E* entspricht 90°. Der Betrag der Temperaturabnahme wird in $^{\circ}/1000$ km Einheiten ausgedrückt.

Die Komponenten des horizontalen durchschnittlichen Windvektors über Budapest wurden aus dem *Aeroklimatologischen Atlas von Guterma*n mit graphischer Interpolation errechnet. Die zwei Vektorfelder werden nach Richtung und Betrag an der Abb. 2 dargestellt. Vektor G_T bezeichnet den isobarischen Temperaturgradient (Temperaturabnahme), Vektor *V* den durchschnittlichen isobarischen Windvektor (zeigt die Richtung der Luftbewegung). Aus der

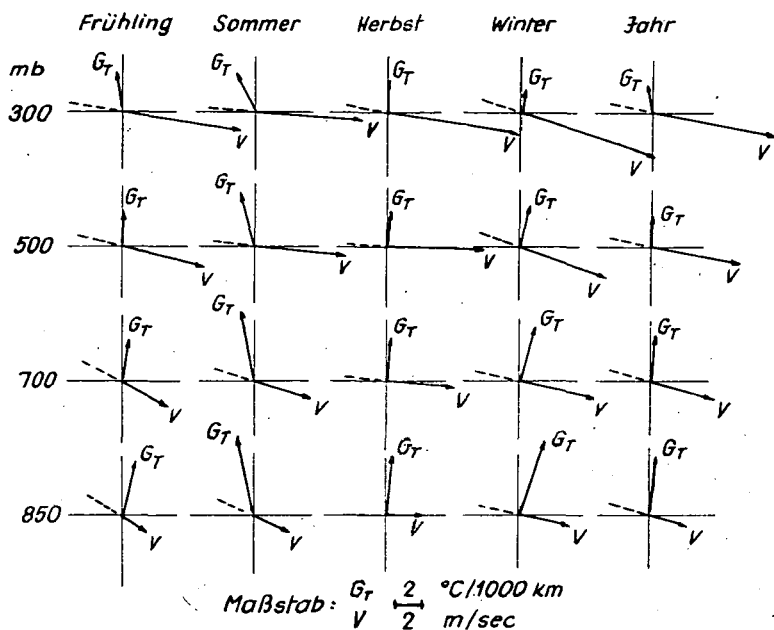


Abb. 2. Der durchschnittliche Temperaturgradient (G_T) und der Vektor (V) der mittleren Windgeschwindigkeit an den Isobarflächen der Troposphäre über Budapest.

Abbildung ist es ersichtlich, dass der isobarische Temperaturgradient (annähernd der Vektor der horizontalen Temperaturabnahme) über Budapest in der freien Atmosphäre in den einzelnen Jahreszeiten charakteristisch von der nördlichen Richtung abweicht. Die Abweichung ist im Winter und Sommer am grössten und ist kleiner in den Übergangsjahreszeiten. Im Winter weicht der isobarische Temperaturgradient von der nördlichen Richtung gegen Ost, im Sommer gegen den Westen ab, zum Zeichen der Tatsache, dass in der winterlichen Jahreszeit das stark abgekühlte nördliche Massiv des Kontinenten, im Sommer aber die kühlen Wassermengen des Atlantischen Ozeans ihren Effekt in der Ausgestaltung der Temperaturfelder über Ungarn ausüben. Der Winkel der Abweichung von der nördlichen Richtung ist etwa 20° . Im Winter sinkt dieser Wert unter der bis 300 mb hinabreichenden Stratosphäre auf die Hälfte, im Sommer richtet sich der Gradient in der Höhe von 300 mb noch nach NNW . Die Frühjahrswerte sind im grösseren, die Werte im Herbst im kleineren Masse den Angaben der winterlichen Jahreszeit analog, aber — wie im Durchschnitte des ganzen Jahres — ist auch hier die Abweichung der Gradienten nach Ost gering. Der Vektor der horizontalen Temperaturabnahme erreicht nur im Frühjahr die Richtung von NNE an der Höhe von 850 mb. Die Umstellung des winterlichen kontinentalen Temperatureffektes trifft — auf den sommerlichen Effekt des Ozeans — im Mai (der Gradient ist nördlich gerichtet), der umgekehrte Prozess aber in der ersten Hälfte von Oktober ein (im Durchschnitte der untersuchten 7 Jahre). Der absolute Wert der Gradienten ist — mit der Ausnahme der Schicht von 300 mb (wo der Effekt der niedrigen Stratosphäre bereits fühlbar ist) — im Winter am höchsten

und nimmt mit der Höhe in jeder Jahreszeit ab. Diese letzte Feststellung ist im Einklange mit der bekannten Tatsache, dass in der Stratosphäre der gemässigten Zone der horizontale Temperaturgradient mit dem Ansteigen der Höhe auf Null sinkt, und sich dann in die umgekehrte Richtung (gegen den Äquator) wendet.

In der jahreszeitlichen Gestaltung des Windfeldes kann die bekannte Charakteristik der gemässigten Zone, das Übergewicht des Windkomponenten W aufgefunden werden. Der resultierende Windvektor ist im Herbst — der allgemeinen Zirkulation gemäss — von West nach Ost gerichtet, in den anderen Jahreszeiten aber, — ganz besonders im Frühjahr und im Sommer — infolge der zyklonalen Effekte — tritt auch ein bedeutender meridionaler und zwar nördlicher Komponent auf und der resultierende Windvektor neigt in die Richtung von $WNW-ESE$ ab. Auf den nach oben immer schwächer werdenden Effekt der zyklonalen Tätigkeit weist die Annäherung des resultierenden Windvektors mit der Höhe gegen die Richtung $W-E$. Der Betrag der Windvektoren zeigt die bekannte Zunahme mit der Höhe, sowie das winterliche Windstärkemaximum.

Letzten Endes kann festgestellt werden, dass in den Temperaturfeldern der Troposphäre über Budapest, genauer: in der jahreszeitlichen Gestaltung der horizontalen Temperaturgradienten im Winter der nordeuropäische kontinentale, im Sommer aber der nordatlantische maritime Einfluss zur Geltung kommt. Beide Effekte nehmen in der Troposphäre mit der Höhe ab und verschwinden sicherlich in der Stratosphäre.

Die Windfelder zeigen in der herbstlichen, mit antizyklonalen Effekt charakterisierbaren Jahreszeit den vorherrschenden Charakter von W der allgemeinen Zirkulation. In den anderen Jahreszeiten weicht der resultierende Windvektor infolge der zyklonalen Tätigkeit (infolge der stärkeren NW -Winde) in die Richtung von $WNW-ESE$ ab. Dieser Abweichungseffekt nimmt mit der Höhe ab.

Die Temperaturadvektion kann im Sinne der Gleichung (1) in der folgenden Weise ausgedrückt werden:

$$A_p = v \cdot g_T \cdot \cos(V, G_T) \quad (2)$$

wo „ v “ den Betrag des Windvektors, g_T den Betrag des isobarischen Temperaturgradienten, (V, G_T) den durch den Windvektor und den Temperaturgradient eingeschlossenen Winkel bedeutet. (Der Winkel (V, G_T) zählt positiv im umgekehrten Uhrzeiger-Drehsinn.)

Die Resultate der Errechnungen sind in der Tabelle I enthalten. In der Spalte A_p sind die jahreszeitlichen und jährlichen Mittelwerte der Temperaturadvektion vorzufinden, d. h. jene lokale Temperaturänderung, welche an den einzelnen Hauptisobarflächen des durchschnittlichen atmosphärischen Modells über Budapest infolge der Advektion wärmeren und kälteren Luftmassen eintreffen würde.

Aus dem Werte der Temperaturadvektion kann in der Höhe der Isobarfläche die auf die Zeiteinheit bezogene advective Wärmeeinnahme (Q_p) der Luft von 1 cm^3 leicht errechnet werden.

Es ist nämlich

$$Q_p = c_p \cdot \rho_p \cdot A_p$$

Tabelle I.

*Isobarische Temperaturadvektion und Wärmetransport im Modell
der durchschnittlichen Troposphäre über Budapest (1950—1956)*

mb	$A_p \text{ } ^\circ\text{C Tag}^{-1}$				$Q_p 10^{-4} \text{ cal cm}^{-3} \text{ Tag}^{-1}$				$\bar{Q} \text{ kcal cm}^{-2} \text{ } \frac{1}{4}\text{J}^{-1}, \text{J}^{-1}$		
	850	700	500	300	850	700	500	300	850— 700	700— 500	500— 300
Frühling	—0,27	—0,36	—0,28	—0,44	—0,70	—0,80	—0,47	—0,50	—1,1	—1,5	—0,7
Sommer	—0,71	—0,71	—0,72	—1,11	—1,78	—1,52	—1,18	—1,20	—2,4	—3,2	—1,8
Herbst	0,13	—0,03	0,08	—0,23	0,33	—0,06	0,13	—0,25	0,2	0,1	—0,1
Winter	0,39	0,28	—0,19	—0,17	1,03	0,63	—0,32	—0,19	1,2	0,3	—0,4
Jahr	—0,18	—0,24	—0,24	—0,55	—0,46	—0,53	—0,45	—0,61	—2,1	—4,3	—3,0

wo c_p die spezifische Wärme der Luft bei konstanten Druck ($c_p = 0,241 \text{ cal. Grad}^{-1} \text{ gr}^{-1}$), ρ_p die Luftdichte an der Isobarfläche p bedeutet. Die so erhaltenen Q_p Werte sind ebenfalls in der Tabelle I vorzufinden. Im dritten Teile der Tabelle (\bar{Q}) bringen wir die auf das Quartal und auf das ganze Jahr gerechnete advektive Wärmeeinnahme, bzw. Defizit der vertikalen Luftsäule vom Querschnitt 1 cm^2 , die nach unten und nach oben durch die Hauptisobarflächen begrenzt ist.

Die Angaben berichten über eine überwiegende negative Temperaturadvektion, was darauf hinweist, dass unser atmosphärisches Modell von der allgemeinen Zirkulation nicht nur in der Bodennähe (Bacsó 1959, 1965), sondern im grössten Teile des Jahres auch in der freien Troposphäre gekühlt wird. Im absoluten Werte genommen ist der advektive Wärmetransport im Winter und im Sommer am höchsten, mit dem wesentlichen Unterschied, dass im Winter die untere Troposphäre von der Advektion gewärmt, im Sommer aber die ganze Troposphäre gekühlt wird. Der Grund dieser Tatsache kann in der Abweichung der winterlichen und der sommerlichen Wind - und Temperaturfelder gefunden werden. Die planetare W -Strömung der allgemeinen Zirkulation wendet sich im Sommer im ungarischen Becken infolge der oft vorkommenden Kälteeinbrüchen in die Richtung von NW . Zur selben Jahreszeit weicht der planetare N -gerichtete Temperaturgradient gegen den mit dem Kontinente verglichen kälteren Ozean, also ebenfalls in die Richtung NW ab. Es ist offensichtlich, dass die zwei Effekte — im Bezug der Temperaturadvektion — sich gegenseitig stärken und die intensive sommerliche kalte Advektion ausgestalten können. Im Winter weicht die Zirkulation weniger von der Richtung W gegen NW ab, als im Sommer. Der Temperaturgradient richtet sich dagegen in die Richtung des am stärksten abgekühlten Massivs des Kontinentes, d. h. gegen NE . In dieser Weise transportiert der W -Wind wärmere Luftmassen gegen den ungarischen Becken und demgemäss ist die Temperaturadvektion positiv. In dem Unterschiede zwischen der winterlichen und sommerlichen Temperaturadvektion im Luftraume von Ungarn kann also die Wechselwirkung des Kontinentes und des Ozeans erkannt werden. Der Wert der Temperaturadvektion ist im Frühjahr — ähnlich dem Sommer — negativ, aber von einem kleineren Ausmasse, im Herbst aber — offensichtlich infolge des antizyklonalen Charakters des Wetters — um den Zerowert schwankend. Letzten Endes wird unser atmosphärisches Modell im Durchschnitte des ganzen Jahres von der Zirkulation gekühlt.

Zu dem Zwecke der statistischen Untersuchung des advektiven Wärmetransportes wird in den folgenden zur Errechnung der Temperaturadvektion die Struktur des Windfeldes, und zwar die vertikale Aenderung des horizontalen Windvektors verwendet.

Der Zusammenhang der Temperaturadvektion mit der vertikalen Aenderung des horizontalen (isobarischen) Windvektors wurde hauptsächlich aus den Arbeiten von SANDSTRÖM, MARGULES, EXNER, STÜVE, TROITSKIJ bekannt. EXNER wies bereits in 1910 darauf hin, dass auf der nördlichen Hemisphäre bei der Rechtsdrehung der Isobaren mit der Höhe (und mithin des Gradientwindes) die potentielle Temperatur ansteigt, und im gegenteiligen Falle sie abnimmt. Vor diesem wurde von SANDSTRÖM (1902) mit Verwendung des Zirkulationstheorems von V. BJERKNES bewiesen, dass an der nördlichen Hemisphäre im Falle einer stationären gradlinigen Luftbewegung und nach oben anwachsenden Windgeschwindigkeit in die Richtung des Windes sehend auf der rechten Seite sich wärmere, auf der linken Seite kältere Luftmassen befinden. Dieser Satz kann mit Verwendung der Wolkenzug-Beobachtungen auch in der Praxis gut verwendet werden: wenn die Wolken mit der bodennahen Luftbewegung oder mit den niedrigeren Wolken verglichen sich schneller bewegen, so sind — in die Richtung der Wolkenbewegung sehend — die Luftschichten höherer Mitteltemperatur auf der rechten Seite und die niedrigeren auf der linken Seite vorzufinden. Die theoretischen Untersuchungen von MARGULES (1906) ermöglichten die Ausarbeitung der mathematischen Abhängigkeit des geostrophischen Windfeldes (und zwar der vertikalen Aenderung des horizontalen Komponentes des Windvektors) vom isobarischen Temperaturfeld (und zwar von der isobarischen Temperaturabnahme). Die so erhaltenen Gleichungen von STÜVE (RAETHJEN, 1942):

$$\begin{aligned}\frac{\partial v_x}{\partial z} &= -\frac{g}{f} \cdot \frac{1}{T_v} \cdot \frac{\partial T_v}{\partial y'} \\ \frac{\partial v_y}{\partial z} &= \frac{g}{f} \cdot \frac{1}{T_v} \cdot \frac{\partial T_v}{\partial x'}\end{aligned}\quad (3)$$

An der linken Seite der Gleichungen befindet sich die vertikale Aenderung des horizontalen Komponentes des Windvektors; g ist die Schwerebeschleunigung, f der Coriolis-Parameter, T_v die virtuelle absolute Temperatur, x' und y' die isobarischen Koordinaten nach den mit x und y gleichen Himmelsrichtungen.

Obwohl in den Gleichungen von MARGULES bereits die Möglichkeit der Bestimmung der Temperaturadvektion im Wege von aerologischen Windmessungen gegeben war, kam es zu deren praktischen Verwirklichung bloss nach der Einführung der RAWIN-Messungen, also in den fünfziger Jahren. Mit der Bestimmung der Temperaturadvektion im Wege von RAWIN-Messungen, mit exakt mathematischen Methoden erfolgreicher Annäherung derselben und mit ihren dynamisch-meteorologischen Beziehungen (Frontalzone, Jetstream, Zyklonense usw.) befasst sich zahlreiche, in 1953- und später erschienene Arbeit von DAHLER.

In Ungarn haben wir uns im Zusammenhange mit der praktischen Anwendung des thermischen Windes in der synoptischen Aerologie befasst, und zwar vorerst mit der Bestimmung der Temperaturadvektion, mit Inbetrachtung der durch die Aufeinander-

egung der entsprechenden absoluten und relativen Topographien erhaltenen Solenoiden der thermobarischen Felder (BÉLL, 1952).

Nach diesem wurde eine einfache Methode und ein graphisches Hilfsmittel zur Bestimmung der thermischen Advektion an den Höhenkarten und durch Pilotmessungen (BÉLL, 1953) ausgearbeitet. In dem selben Jahre wurde eine korrekte Ableitung der Troitskij'schen Gleichung von BODOLAI und DÉSI (1953) publiziert. Ausser der Einführung der Temperaturadvektion in die synoptische Praxis wurde die wichtige Rolle der Temperatur- und der Feuchteadvektion in der Ausgestaltung der frühjährlichen Frostlagen und in der Entwicklung der atmosphärischen Labilität bewiesen (BÉLL, 1954). Wichtige Resultate auf dem Gebiete der ausführlichen Analyse der Temperaturadvektion wurde von TÓTH (1961) erreicht, der mit der Verwendung der Nomogrammetrie ein vielseitiges graphisches Verfahren ausgearbeitet hat, sodann gemeinsam mit BARÁT (BARÁT—TÓTH, 1961) ein brauchbares Rechnungsgerät zur schnellen Bestimmung der Temperaturadvektion konstruierte.

Das Ziel der gegenwärtigen Arbeit ist nicht ein Überblick über die reichliche Literatur der Temperaturadvektion zu gewinnen, sondern es werden bloss jene Resultate verwendet, die zu dem in den folgenden anzuwendenden Untersuchungsverfahren und zu der klimatologischen Deutung der erhaltenen Resultate Stützpunkte bieten.

Da unser Ziel die aus den einzelnen Windmessungen erfolgende Bestimmung der auf den Zeitpunkt der Messung bezüglichen Temperaturadvektion war, musste eine Rechnungsmethode ausgewählt werden, welche eine genügend genaue klimatologische Bearbeitung eines grossen Angabenmaterials ermöglicht.

Aus dem Gleichungssystem (3) ausgehend soll dieses auf eine Schicht endlicher Dicke zum Zwecke der Praxis umgestaltet werden, welche Schicht von der unteren Isobarfläche vom Drucke p_1 und von der oberen Isobarfläche vom Drucke p_2 begrenzt ist ($p_1 > p_2$). Auf der unteren Grenze der Schicht ist der horizontale Windvektor V_1 , auf der oberen Grenze V_2 , die vertikale Aenderung des Windvektors, der Differenzvektor zwischen der oberen und unteren Grenze der Schicht (*Thermalwind*) ist V_T . (Abb. 3.). Aus der Gleichung (3) folgt, dass der Thermalwind senkrecht auf den Vektor der isobarischen Aenderung der virtuellen Temperatur steht, in dem Sinne, dass in die Richtung des Thermalwindes sehend der Vektor der Temperaturabnahme, — d. h. der isobarische Temperaturgradient ($\text{grad}_p T_v$), — in die linke Richtung weist. Mit der Anwendung der Grundgleichung der Statik auf die Gleichung (3):

$$g \cdot \delta z = - R \cdot T_v \cdot \frac{\delta p}{p}$$

und wenn die Achse x' isobarisch in die Richtung des Thermalwindes gelegt

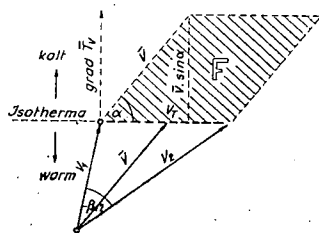


Abb. 3. Bestimmung der Temperaturadvektion aus der vertikalen Aenderung des horizontalen Windvektors.

wird, erhalten wir für den Betrag des Temperaturgradienten den folgenden Ausdruck:

$$\text{grad}_p \bar{T}_v = \frac{f}{R(\ln p_1 - \ln p_2)} \cdot v_T$$

wo \bar{T}_v die mittlere virtuelle Temperatur der Schicht ist.

Im Sinne der Gleichung (1) ist die mittlere Temperaturadvektion der Schicht:

$$A_{12} = \left(\frac{\Delta \bar{T}_v}{\Delta t} \right)_{\text{adv}} = - \left(\bar{V} \cdot \text{grad}_p \bar{T}_v \right)$$

mit einem skalaren Produkt gleich, wo \bar{V} den durchschnittlichen Wind der Schicht gibt (Abb. 3.). Wenn der Neigungswinkel des Thermalwindes und des mittleren Windes α ist, dann

$$A_{12} = - \frac{f}{R(\ln p_1 - \ln p_2)} \bar{v} \cdot v_T \cdot \sin \alpha$$

Aus der Abbildung 3:

$$\bar{v} \cdot v_T \cdot \sin \alpha = F = v_1 \cdot v_2 \cdot \sin \beta_{12}$$

wo β_{12} der Neigungswinkel der Windvektoren V_1 und V_2 ist.

Letzten Endes ist die mittlere thermische Advektion der Schicht:

$$A_{12} = - \frac{f}{R(\ln p_1 - \ln p_2)} v_1 \cdot v_2 \cdot \sin \beta_{12}$$

Das Vorzeichen von A_{12} ist positiv (advektive Erwärmung), wenn der horizontale Windvektor in der Schicht aufwärts gehend sich in eine negative Rotationsrichtung (nach rechts) dreht, im entgegengesetzten Falle ist er negativ (advektive Abkühlung).

Wenn die auf die zwischen den ausgewählten Hauptisobarflächen liegenden Luftschichten sich beziehende Angaben eingesetzt werden, erhalten wir für die Temperaturadvektion die folgenden, zu praktischen Errechnungen geeigneten Ausdrücke:

$$A_{850}^{700} = -0,155 \cdot v_1 \cdot v_2 \cdot \sin \beta_{12} \quad \text{C}^\circ/\text{Tag}$$

$$A_{700}^{500} = -0,089 \cdot v_1 \cdot v_2 \cdot \sin \beta_{12} \quad \text{C}^\circ/\text{Tag}$$

$$A_{500}^{300} = -0,059 \cdot v_1 \cdot v_2 \cdot \sin \beta_{12} \quad \text{C}^\circ/\text{Tag}$$

Die Gleichung kann im Falle der folgenden Annahmen mit befriedigender Genauigkeit zu klimatologischen Bearbeitungen angewandt werden (BALZER 1965):

a) Der Beschleunigungsvektor des Windes ändert sich in der untersuchten Schicht mit der Höhe nicht, d. h. der ageostrophische Komponent des wahren Windes ist, wenn nicht Zero, so doch in der Schicht nach Richtung und Stärke konstant. Diese Bedingung

schliesst die Anwendung der Gleichung (3) in der Reibungsschicht aus. Die orographischen Effekte ebenfalls in Betracht ziehend beschränken wir unsere Errechnungen auf die über 850 mb (1500 m) liegenden Luftschichten mit der Bemerkung, dass die fernerliegenden orographischen Hindernisse im Luftraume von Budapest zwischen 850 und 700 mb noch eine gewisse kleine, an den synoptischen Karten bereits nicht mehr feststellbare Auswirkung auf die Luftströmung ausüben können. Die Temperaturadvektion der Luftschicht unter 850 mb kann mit anderen Methoden angenähert werden. Diesbezüglich berufen wir uns auf die bereits erwähnten Resultate von Bacsó.

b) Die Endpunkte der Windvektoren zwischen Unter- und Obergrenze der Schicht liegen über einem Ort auf einer Geraden, d. h. der Thermalwind (Abb. 3.) gibt eine zufriedenstellende Charakteristik der vertikalen Aenderung des Windes. Die Erfahrung beweist, dass in den zwischen den in unseren Bearbeitungen angewandten Isobarflächen (850, 700, 500, 300 mb) liegenden Luftschichten diese Bedingung — mit Inbetrachtung der ausgleichenden Wirkung der vielen Angaben — in genügender Weise befriedigt wird.

c) Die infinitesimale dt Zeitdauer der Temperaturadvektion kann mit der in den Errechnungen verwendeten Δt Zeitdauer ersetzt werden. Auf die in unseren Errechnungen einfachheitshalber gewählte Zeiteinheit von 24 Stunden fallen also zwei Windmessungen. Diese Bedingung erfordert also den ± 6 stündigen repräsentativen Charakter der Windmessungen. In einzelnen Fällen kann die plötzliche Aenderung der Windstruktur zu falschen Resultaten führen; im Spiegel der vielen Angaben kompensieren sich vermutlich diese Schwankungen.

Die Temperaturadvektion wird nicht von der Windrichtung und der Windgeschwindigkeit, sondern vom Windvektor und dessen Aenderungen mit der Höhe gemeinsam determiniert. Ein noch so starker Wind mit nördlichem Komponente kann keine lokale advective Abkühlung hervorrufen, wenn sich seine Richtung mit der Höhe nicht ändert. Im Falle von aus den nördlichen Sektoren wehenden Winden, wo die Windrichtung sich mit der Höhe nach rechts dreht, kommt dagegen öfters eine advective Erwärmung zustande. Es kommt aber auch vor, dass die Südwinde kältere Luftmassen zur Beobachtungsstelle liefern. Die mit der Höhe erfolgende Rechtsdrehung des Windes ist unabhängig von der Windrichtung mit einer Advektion wärmerer Luft, seine Linksdrehung aber mit einer Advektion kälterer Luft verbunden (bei den gegebenen Bedingungen). Aus diesem Grunde ist die Häufigkeit der Rechtsdrehung, bzw. Linksdrehung des Windes mit der Höhe über die Reibungsschicht aus dem Standpunkte der Temperaturadvektion eine wichtige klimatische Eigenschaft eines gegebenen Ortes.

Vor allem zur Charakterisierung der Strömungsverhältnisse der Periode zwischen 1961—1965 werden in der Abbildung 4 die resultierenden Windvektoren angeführt (in der Abbildung ist die Richtung der Luftbewegung angegeben).

Wenn die Windverhältnisse der Periode 1961—1965 mit jenen von 1950—1959 verglichen werden (Abb. 2.), so kann die folgende Charakteristik gegeben werden: im Frühjahr, Sommer und im Jahresdurchschnitt kleinere N Komponenten (die Richtung des resultierenden Windes fällt näher zu W), im Winter grössere N Komponenten im Herbst die markante Erscheinung des S Komponenten (herbstliche SW resultierende Winde) und mit den vorhergehenden 10-jährigen nahezu gleiche W Komponenten.

Die herbstlichen resultierenden Winde von SW zeigen die Erscheinung des mediterranen Effektes in den Herbstmonaten der Periode 1961—1965. Im allgemeinen war unsere Frühjahrsperiode wärmer, als die vorhergehende Zehnjahrperiode.

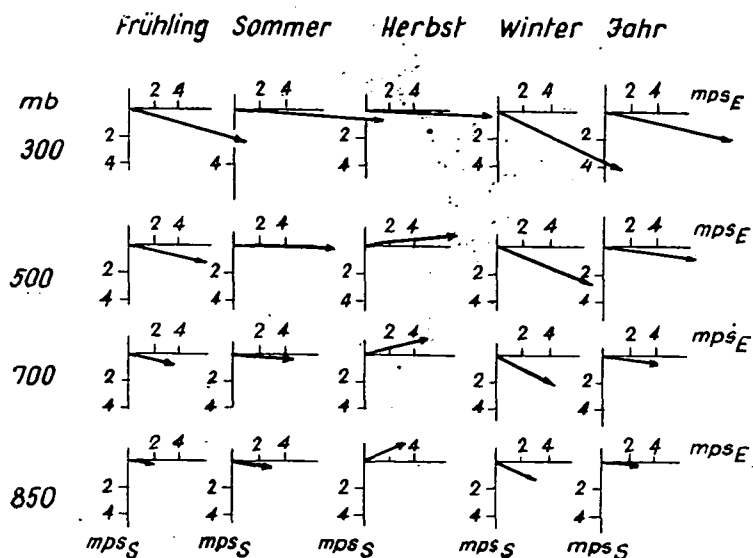


Abb. 4. Durchschnittliche Windvektoren über Budapest (1961—1965)

Die Richtungsänderung des Windes mit der Höhe zwischen den Hauptisobarflächen wird mit den relativen Häufigkeitswerten der Rechtsdrehungen (n_r), der Linksdrehungen (n_l) und der unwesentlichen ($<1^\circ$) Richtungsänderungen (n_0) charakterisiert (Tabelle II). Die Zahl der Messungen wird mit N bezeichnet. Aus den Angaben der Tabelle kann folgendes festgestellt werden:

In der Periode 1961—1965 war in Frühjahr, Herbst, Winter und im Durchschnitt des Jahres in der Troposphäre über Budapest die Advektion wärmerer Luft häufiger und die Advektion kälterer Luft seltener ($n_r > n_l$). Das selbe kann auch auf die untere Schicht (850—700 mb) der Troposphäre im Sommer festgestellt werden, über 700 mb war aber zur selben Zeit die Zahl der negativen Advektion im Übergewicht.

In der Fortsetzung der Tabelle II wurden die Budapester Windmessungen auf an der unteren Grenze der Schicht gemessene schwächere und stärkere Winde zerteilt und der vorigen Beziehung ähnlich wurde in beiden Gruppen die positive und negative Temperaturadvektion, sowie die relative Häufigkeit der zu vernachlässigenden Winddrehungen angegeben. Ausser der trivialen Feststellung, wonach in der Gruppe der stärkeren Winde der Anteil der mit der Höhe konstante Richtung aufweisenden Winde (n_0) grösser ist, zeigt die Tabelle, dass der aus den sämtlichen Winden festgestellte häufigere Charakter der positiven Temperaturadvektion im Frühjahr, Herbst, Winter und im Durchschnitte des ganzen Jahres sowohl bei den schwachen als auch bei den starken Winden zur Geltung kommt. Im Sommer besteht dagegen unter 700 mb ein bedeutender Unterschied zwischen der Temperaturadvektion der schwachen und starken Winde: in der Gruppe der schwächeren Winde ist die Advektion wärmerer Luft häufiger, in der Gruppe der starken Winde aber die Advektion der kälteren Luft. Diese Charakteristik kann mit den dynamischen Prozessen der Kälteeinbrüche und der warmen Aufgleitprozesse gut erklärt werden.

Tabelle II.

Relative Häufigkeit (%) des Links- und Rechtsdrehens des Windes
mit der Höhe über Budapest (1961—1965).

	alle Winde											
	850—700 mb				700—500 mb				500—300 mb			
	n_l	n_r	n_o	N	n_l	n_r	n_o	N	n_l	n_r	n_o	N
Frühling	42,4	51,8	5,8	916	44,5	49,4	6,1	913	45,7	51,3	3,0	907
Sommer	46,1	49,9	4,0	918	47,0	46,9	6,1	918	49,2	47,4	3,4	909
Herbst	40,2	52,6	7,2	909	43,6	49,2	7,2	908	40,8	56,3	2,9	904
Winter	41,1	53,3	5,6	904	44,0	50,4	5,6	893	45,8	50,1	4,1	887
Jahr	42,4	52,0	5,6	3647	44,8	49,0	6,2	3632	45,3	51,3	3,4	3607

	schwächere Winde											
	≤ 10 mps				≤ 10 mps				≤ 15 mps			
	850—700 mb				700—500 mb				500—300 mb			
	n_l	n_r	n_o	N	n_l	n_r	n_o	N	n_l	n_r	n_o	N
Frühling	43,0	52,5	4,5	694	44,9	51,3	3,8	576	45,8	51,5	2,7	661
Sommer	44,5	52,4	3,1	762	48,1	47,6	4,3	619	49,0	47,5	3,5	666
Herbst	40,7	54,4	4,9	614	45,2	48,1	6,7	495	40,8	56,8	2,4	593
Winter	44,1	52,8	3,1	578	43,4	53,7	2,9	440	45,4	51,5	3,1	460
Jahr	43,2	52,9	3,9	2648	45,6	49,9	4,5	2130	45,4	51,7	2,9	2380

	stärkere Winde											
	> 10 mps				> 10 mp				> 15 mps			
	850—700 mb				700—500 mb				500—300 mb			
	n_l	n_r	n_o	N	n_l	n_r	n_o	N	n_l	n_r	n_o	N
Frühling	40,6	49,6	9,8	222	43,7	46,3	10,0	337	45,1	50,8	4,1	246
Sommer	53,9	37,8	8,3	156	45,1	45,9	9,0	299	49,4	47,3	3,3	243
Herbst	39,0	49,2	11,8	295	41,7	50,6	7,7	413	40,8	55,3	3,9	311
Winter	35,6	54,4	10,0	326	44,6	47,3	8,1	453	46,2	48,5	5,3	427
Jahr	40,5	49,2	10,3	999	43,7	47,7	8,6	1502	45,2	50,5	4,3	1227

Es bleibt dahingestellt, ob die in der Häufigkeit der Temperaturadvektion erscheinende jahreszeitliche Unterschied mit dem kontinentalen oder ozeanischen Charakter des Klimas von Ungarn in Zusammenhang gebracht werden kann. Zur Untersuchung dieser Frage wurde in der Tabelle III die relative Häufigkeit des Rechts- und Linksdrehens des Windes mit der Höhe über Budapest, Nordwestdeutschland und über Tatenö (Japan) zusammengestellt. Zum Zwecke des besseren Vergleiches wurden die unbedeutenden Richtungsänderungen (n_o) ausser Acht gelassen. Nordwestdeutschland wird durch 3 aerologische Stationen: Hannover, Schleswig und Emden vertreten. Die Häufigkeitswerte aus der sommerlichen und winterlichen Jahreszeit wurde von Herrn DR. HERMANN DAHLER (Leipzig) liebenswürdigerweise zur Verfügung ge-

Tabelle III.

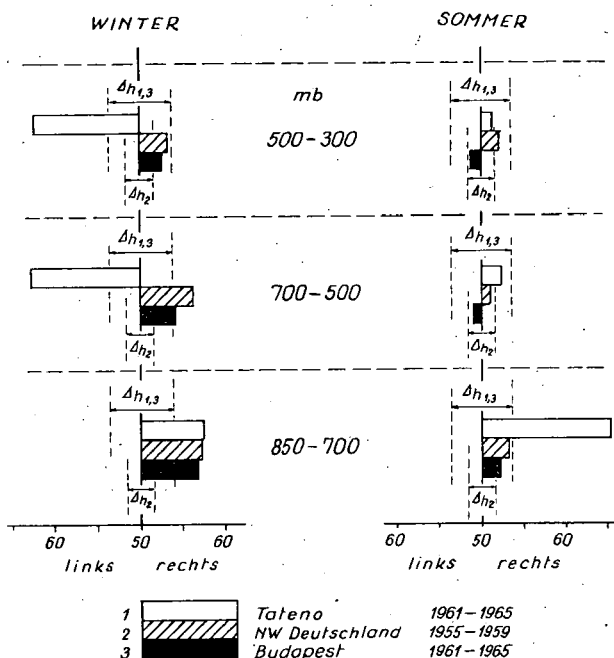
Relative Häufigkeit (%) des Links- und Rechtsdrehens des Windes mit der Höhe über Budapest (Bp), über Nordwestdeutschland (NWD) und über Tateno (T)

		850—700 mb			700—500 mb			500—300 mb		
		n _l	n _r	N	n _l	n _r	N	n _l	n _r	N
Bp	Frühling	45,1	54,9	863	47,5	52,5	857	47,0	53,0	879
	Sommer	48,0	52,0	881	50,1	49,9	863	51,0	49,0	877
	Herbst	43,3	56,7	844	47,0	53,0	843	42,0	58,0	878
	Winter	43,5	56,5	853	46,5	53,5	843	47,7	52,3	850
	Jahr	45,0	55,0	3441	47,8	52,2	3406	47,0	53,0	3484
NWD	Sommer	47,4	52,6	4179	49,4	50,6	4147	48,3	51,7	3500
	Winter	43,2	56,8	3885	44,4	55,6	4019	46,9	53,1	3200
T	Sommer	35,6	64,4	920	47,9	52,1	920	49,1	50,9	920
	Winter	42,9	57,1	903	62,7	37,3	903	62,5	37,5	903

stellt. Die japanischen Angaben wurden auf Grund der monatlichen Publikationen des aerologischen Observatoriums von Tateno bearbeitet. Die Budapester und die Tatenoer Angabenreihen stammen aus der selben Periode. Bezüglich der deutschen Stationen wurde die Bearbeitung auf Grund der zahlreichen Windangaben der Periode 1955—1959 vorgenommen. Die Stationen von Nordwestdeutschland liegen nördlich vom Breitengrade von Budapest, und ihre Nähe zum Atlantischen Ozean verleiht ihrem Klima einen ausgesprochenen ozeanischen Charakter. Tateno ($36^{\circ} 03' N$, $140^{\circ} 08' E$, 27 m) liegt südlicher von unserem Breitengrad und liegt vom eurasischen Kontinente, durch das Gelbe Meer und das Japanische Meer in östliche Richtung durchquerend, etwa in der selben Entfernung, wie Budapest vom Atlantischen Ozean. Es kann angenommen werden, dass trotz ihrer Meereslage die Auswirkung des Kontinentes im advektiven Wärmetransport der einzelnen Jahreszeiten markant zur Geltung kommt. Zur anschaulichen Darstellung der drei Angabenreihen bringen wir in der Abbildung 5 die Häufigkeitswerte der Winddrehung, und zwar in einer Weise, dass aus den Rechtsdrehungen, bzw. Linksdrehungen bloss die Häufigkeit der häufiger auftretenden von der Ordinate rechts bzw. links angebracht wurden. Die vertikalen gestrichelten Linien des mit „ Δh “ bezeichneten Intervalls stellen die Grenzen des Zufallspielraumes der relativen Häufigkeit (LINKE 1953, WEBER 1956) dar. Wenn die Häufigkeitswerte diese Grenze überschreiten, so kann der häufigere Charakter der Rechts- bzw. Linksdrehungen mit einer Wahrscheinlichkeit von 95% bereits nicht dem Zufall, sondern den Charakteristiken des Ortes und der Periode zugeschrieben werden. Das Intervall $\Delta h_{1,3}$ bezieht sich auf die Budapester und Tatenoer Angabenreihe, die von einer kleineren Anzahl ist, das Intervall Δh_2 aber auf die Angabenreihe von NW-Deutschland (mit einer grösseren Anzahl). Die das Intervall überschreitenden also als charakteristisch bezeichnbaren Häufigkeitswerte wurden in der Tabelle III. mit Kursivschrift hervorgehoben. Aus den Bearbeitungen kann folgendes festgestellt werden:

Über Budapest und Nordwestdeutschland war im Winter die Warmluftadvektion häufiger und die Advektion kälterer Luft seltener. Der häufigere Charakter der Warmluftadvektion kam in der unteren Schicht (850—700 mb)

Abb. 5. Häufigkeit des Rechts- bzw. Linksdrehens des Windes zwischen der unteren und oberen Grenze der Troposphärenschichten



der Troposphäre besser zur Vorschein, die Häufigkeitswerte übersteigen hier die obere Grenze des Zufallspielraumes. Das selbe kann auch auf die untere Troposphäre über Tateno behauptet werden. Über der Schicht von 700 mb ist der häufigere Charakter der den Meereseffekt aufweisenden winterlichen Warmluftadvektion über den europäischen Stationen weniger charakteristisch, er kann aber über den deutschen Stationen, die ein maritimes Klima haben, noch klar festgestellt werden. Über Tateno zeigt aber die häufigere Linksdrehung des Windes mit der Höhe in der Advektionsschicht der Troposphäre den advektiven Kühleffekt des eurasischen Kontinenten.

In der sommerlichen Jahreszeit liegt über den europäischen Stationen die Abweichung zwischen der Häufigkeit der Kalt-, bzw. der Warmluftadvektionen innerhalb der Grenzen der zufälligen Schwankungen. Es muss aber bemerkt werden, dass innerhalb der untersuchten Periode über Budapest in der Advektionsschicht die auf einen ozeanischen Einfluss hinweisende Kaltluftadvektion häufiger war, während über den deutschen Stationen der häufigere Charakter der Advektion wärmerer Luft — zwar in einem kleineren Masse als im Winter, — aber doch anhielt. Über Tateno war in der ganzen Troposphäre die einen kontinentalen Einfluss aufweisende Wärmeadvektion häufiger. Diese Häufigkeit übersteigt in der unteren Schicht zwischen 850 und 700 mb weit die obere Grenze der zufälligen Schwankungen.

Zusammenfassend kann folgendes festgestellt werden: die Windmessungen der Stationen von Nordwestdeutschland, sowie die von Budapest und der japanischen Station Tateno zeigen gut den thermischen Effekt der zwei Ozeane und des zwischen ihnen liegenden eurasischen Kontinenten. Im Winter zeigt die häufigere Rechtsdrehung des Windes mit der Höhe über den europäischen Stationen die

häufige Warmluftadvektion der vom Atlantischen Ozean über den Kontinent strömenden wärmeren Luftmassen. Zur selben Jahreszeit deutet über Tateno die Häufigkeit der Linksdrehungen des Windes in der Advektionsschicht den Kühleffekt der von dem Kontinent kommenden kalten Luftmassen an. Im Sommer kann aus den Windstrukturen der europäischen Stationen auf die annähernd gleiche Häufigkeit der advektiven Effekte wärmerer und kälterer Luft gefolgert werden. Über Tateno aber zeigt — besonders in der unteren Troposphäre — die häufigere Rechtsdrehung des Windes die positive Temperaturadvektion der von dem Kontinent mit einer grösseren Häufigkeit strömenden wärmeren Luftmassen.

Die Häufigkeitswerte der Winddrehungen geben bloss über die Häufigkeit der positiven und der negativen thermischen Advektionen eine Information, die transportierte Wärmemenge, der Zahlenwert der Temperaturadvektion kann aber unabhängig davon sehr verschieden sein. Es kann z. B. vorkommen, dass die selteneren aber heftigeren Kälteeinbrüche im Laufe einer gegebenen Jahreszeit oder im Laufe eines Jahres eine grössere Gesamtauswirkung ausüben, als die häufigeren aber zahlenmässig geringere Erwärmung verursachende Warmluftadvektionen. Es ist also erforderlich, dass ausser den Häufigkeitswerten auch die Durchschnittswerte, die Streuung und auch andere statistische Parameter der Temperaturadvektion festgestellt werden.

Die Resultate der bezüglichen Errechnungen über Budapest sind in der Tabelle IV. enthalten. In der Tabelle bedeutet „A“ den jahreszeitlichen und jährlichen Mittelwert der Temperaturadvektion, „S“ die quadratische Streuung, $\pm 2 m$ den Konfidenzintervall des Mittelwertes („m“ ist der mittlere Fehler des Mittelwertes). Wie bekannt, kann mit dem Konfidenzintervall die Verlässlichkeit des Mittelwertes angegeben werden, und zwar kann mit einer Wahrscheinlichkeit von 96% erwartet werden, dass die Mittelwerte der eine gleiche Anzahl von Beobachtungen enthaltenden Beobachtungsreihen innerhalb des Konfidenzintervalls von $\pm 2 m$ fallen.

Es kann ersehen werden, dass in der untersuchten Periode über Budapest mit Ausnahme des Sommers in allen Jahreszeiten und auch im Durchschnitte des ganzen Jahres der Mittelwerte der Temperaturadvektion von einem positiven Vorzeichen ist. Die Troposphäre wurde also von der Zirkulation letzten Endes gewärmt, im Sommer aber gekühlt. Das Konfidenzintervall deutet im Frühjahr annähernd in der ganzen freien Troposphäre, sowohl im Herbst als auch im Winter, sowie im Durchschnitte des ganzen Jahres in der unteren und oberen Schicht der Troposphäre die Verlässlichkeit der positiven Temperaturadvektion an. Mit Ausnahme des Frühjahrs erlaubt das Konfidenzintervall

Tabelle IV.

Mittelwert (A) der Temperaturadvektion, quadratische Streuung (S) und Konfidenzintervall des Mittelwertes ($\pm 2m$) über Budapest in $^{\circ}\text{C}/\text{Tag}$ -Einheiten (1961–1965)

	850—700 mb			700—500 mb			500—300 mb		
	A	S	$\pm 2 m$	A	S	$\pm 2 m$	A	S	$\pm 2 m$
Frühling	0,41	6,5	0,43	0,23	4,4	0,29	0,53	6,6	0,44
Sommer	—0,13	6,3	0,42	—0,14	3,8	0,25	—0,22	5,2	0,35
Herbst	0,83	7,6	0,50	0,18	5,3	0,35	0,97	7,0	0,47
Winter	1,29	8,3	0,55	0,25	6,8	0,45	1,82	8,2	0,55
Jahr	0,60	7,4	0,25	0,13	5,3	0,18	0,77	6,8	0,23

des Mittelwertes in der mittleren Schicht der Troposphäre mit einer Wahrscheinlichkeit von 96% sowohl positive als auch negative Temperaturadvektionsdurchschnitte. Die Mittelwerte der Temperaturadvektion sind allerdings kleine Zahlen: die grössten Werte (etwa um 1°C) haben wir auf den Winter und Herbst erhalten. Die ersteren sind die Folgen des ozeanischen Effektes, die letzteren wahrscheinlich jene eines mediterranen Meereseinflusses (herbstliche Resultantwinde von *SW*, positive Temperaturanomalien).

Die in der Tabelle IV. angebrachten quadratischen Streuungszahlen weisen darauf hin, dass die Angabenreihe der Temperaturadvektion von einer verhältnismässig grossen Fluktuation um den Mittelwert charakterisiert wird. Da die advektiven Erwärmungen und Abkühlungen die Folgeerscheinungen der voneinander wesentlich abweichenden Witterungsprozesse sind, ist es begründet die positiven und die negativen Temperaturadvektionen auseinanderzuhalten und die Durchschnittswerte gruppenweise zu bestimmen. In ähnlicher Weise ist auch auf die Frage eine Antwort zu erwarten, ob — obwohl die Temperaturadvektion von der Windrichtung unabhängig mittels der vertikalen Aenderung des Windvektors bestimmt wird, — irgendwelcher örtlichen Zusammenhang zwischen der Richtung der Strömung und der thermischen Advektionsprozesse der Troposphäre gefunden werden kann.

Da im advektiven Wärmetransport zwei Grundachsen: die zonalen und meridionalen Richtungen in erster Reihe in Betracht zu ziehen sind, wurden die Windrichtungen in vier Sektoren eingeteilt: $1-90^{\circ}$ (*NE*), $91-180^{\circ}$ (*SE*), $181-270^{\circ}$ (*SW*), $271-360^{\circ}$ (*NW*). Die für die Temperaturadvektion erhaltenen Häufigkeits- und Mittelwerte wurden — nach den Windrichtungen der unteren Grenze der Schicht — in irgendeinen der vier Sektoren eingereiht. Das Resultat der Errechnungen ist in der Tabelle V. enthalten. Ausser der Häufigkeit der vertikalen Winddrehungen und der unbedeutenden Richtungsänderungen wurden innerhalb der einzelnen Sektoren auch die relativen Häufigkeiten der Fälle (*N* %) zur Charakterisierung der Windrichtungsverteilungen angegeben (in der Spalte von *N* % finden wir die Zahl der Fälle).

Es ist ersichtlich, dass die maximale Häufigkeit der Windrichtungen im allgemeinen in den Sektor *NW*, im Herbst aber in *SW* fiel. Bei einem Vergleiche der zwei extremen Jahreszeiten fiel es auf, dass im Winter die relative Häufigkeit der in den Quadranten *NW* fallenden Windrichtungen kleiner ist als im Sommer. Diese Charakteristik des Winters und des Sommers stimmt mit unserer anlässlich einer früheren Konferenz für Karpatenmeteorologie gemachten Feststellung überein (BÉLL 1963). Demnach kann aus den Budapester Höhenwindmessungen, wenn diese auf Winter- und Sommerhalbjahre getrennt werden, festgestellt werden, dass in der höheren Troposphäre die häufigste Windrichtung in beiden Halbjahren eine westliche ist, von hier abwärts schreitend aber, unter 5 km, die Windrichtungshäufigkeitskurven der zwei Halbjahre sich voneinander immer mehr trennen in dem Sinne, dass die häufigste Windrichtung sich von der Richtung *W* im Winter gegen *SW*, im Sommer aber gegen *NW* verschiebt. Bereits diese Feststellung liess darauf folgern, dass im Winter die Rechtsdrehung (Advektion wärmerer Luft) des Windes mit der Höhe häufiger ist, im Sommer aber die sich links drehenden Winde häufiger auftreten (Advektion kälterer Luft). Diese Charakteristik des ungarischen Beckens (die winterlichen *WSW* und die sommerlichen *WNW* Winde) kann übrigens auch in den in 1932 publizierten europäischen boden-

Tabelle V.

Relative Häufigkeit (%) der positiven (n_r), der negativen (n_l) und der zu vernachlässigenden (n_o) Temperaturadvektionen, sowie die relative Häufigkeit der Windrichtung (N%) in den Windquadranten (kv) über Budapest (1961—1965)

	kv	850—700 mb				700—500 mb				500—300 mb			
		n_r	n_l	n_o	N %	n_r	n_l	n_o	N %	n_r	n_l	n_o	N %
Frühling	NE	36,2	55,6	8,2	16,6	39,4	49,7	10,9	15,0	40,4	52,2	7,4	15,0
	SE	55,2	35,9	8,9	19,8	59,0	31,7	9,3	15,2	57,0	39,6	3,4	12,0
	SW	65,0	26,8	8,2	29,4	55,2	34,1	10,7	29,6	54,3	39,2	6,5	33,6
	NW	41,8	48,6	9,6	34,2	41,3	47,7	11,0	40,2	48,4	45,7	5,9	33,4
	Σ	50,4	41,0	8,6	916	47,8	41,6	10,6	913	50,1	43,6	6,3	907
Sommer	NE	30,2	64,0	5,8	9,4	34,5	50,5	15,0	9,5	33,3	52,0	14,7	8,3
	SE	59,6	28,1	12,3	15,9	46,0	34,8	19,2	9,7	46,3	39,8	13,9	10,3
	SW	66,1	28,2	5,7	32,7	56,8	33,9	9,3	36,8	54,5	38,5	7,0	39,4
	NW	33,7	57,4	8,9	42,0	34,2	53,6	12,2	44,0	38,8	55,0	6,2	42,0
	Σ	48,1	43,7	8,2	918	43,7	44,3	12,0	918	45,3	46,7	8,0	909
Herbst	NE	41,0	50,5	8,5	10,5	30,3	59,6	10,1	10,9	37,9	55,3	6,8	11,4
	SE	58,3	30,9	10,8	21,4	50,7	37,8	11,5	16,3	48,8	42,0	9,2	13,2
	SW	59,4	29,4	11,2	38,8	59,2	31,2	9,6	40,9	61,6	33,5	4,9	43,0
	NW	36,7	54,0	9,3	29,3	38,3	50,3	11,4	31,9	51,4	43,5	5,1	32,4
	Σ	50,7	39,1	10,2	909	48,0	41,5	10,5	908	54,0	40,3	5,7	904
Winter	NE	45,8	50,6	3,6	18,8	43,5	49,0	7,5	16,2	46,3	46,9	6,8	18,4
	SE	62,7	35,3	2,0	11,5	58,0	31,8	10,2	9,9	61,9	33,7	4,4	10,0
	SW	72,9	20,0	7,1	31,4	59,1	32,3	8,6	35,0	66,0	27,1	6,9	34,0
	NW	39,5	54,4	6,1	38,3	41,5	50,3	8,2	38,9	45,2	49,4	5,4	37,6
	Σ	53,8	40,7	5,5	904	49,5	42,1	8,4	893	54,0	39,9	6,1	887
Jahr	NE	39,4	54,7	5,9	13,8	37,8	51,7	10,5	12,9	40,8	51,0	8,2	13,2
	SE	58,4	32,4	9,2	17,2	53,6	34,2	12,2	12,9	53,1	39,0	7,9	11,5
	SW	65,4	26,2	8,4	33,0	57,7	32,7	9,4	35,5	59,1	34,6	6,3	37,5
	NW	37,7	53,8	8,5	36,0	38,6	50,5	10,9	38,7	45,6	48,6	5,8	37,8
	Σ	50,6	41,3	8,1	3647	47,4	42,3	10,3	3632	50,8	42,7	6,5	3607

nahen Strömungskarten von ALT ersehen werden; ihre Erklärung liegt in der Wechselwirkung des Ozeans und des Kontinents.

Der zwischen dem Winter und dem Sommer bezüglich der Windrichtungen festgestellte Unterschied ist also, — da er sich in den verschiedenen Perioden in ähnlicher Weise meldet, — als eine permanente Eigenschaft unseres Klimas zu erachten.

In unserer fünfjährigen Bearbeitung kann der in der Herbstperiode (in jedem dieser Monate) erscheinende starke mediterrane Effekt, obwohl er charakteristisch für das Klima Ungarns ist, infolge seines überwiegenden Charakters als eine Charakteristik der Periode zwischen 1961 und 1965 angesehen werden.

Es ist ersichtlich, dass in der Häufigkeitsverteilung der Warm- bzw.

der Kaltluftadvektionen die zonale Achse eine charakteristische Trennungslinie ist: an die nördlichen Windvektoren schliessen sich häufiger Kaltluft-, an die südlichen aber Warmluftadvektionen. Obwohl dieses Resultat nicht Neues besagt, ist die verhältnismässig grosse Anzahl der advektiven Prozesse umgekehrten Sinnes doch überraschend. Ganz besonders aus den nördlichen Quadranten erhalten wir im Wege der Advektion mit einer ziemlich grossen Häufigkeit wärmere Luft, in einer Weise, dass die Häufigkeit der sich an die nördlichen Windkomponenten schliessenden Warmluftadvektionen im Winter und in dem Durchschnitte des ganzen Jahres — ganz besonders in der höheren Troposphäre — der Zahl der advektiven Abkühlungen nahe kommt. Im Sommer übersteigen in dem von der Strahlung erwärmten ungarischen Becken die Anzahl der mit den nördlichen Windkomponenten sich meldenden Advektionen kälterer Luft in einem beträchtlichen Masse die Häufigkeit der Warmluftadvektionen. Mit den über südliche Komponenten verfügenden Winde kommen im Sommer mit überwiegender Häufigkeit Warmluftadvektionen vor.

Wie bereits erwähnt, zeigen die verhältnismässig kleinen Mittelwerte der Temperaturadvektionen die summierte Auswirkung der Kalt- und Warmluftadvektionen (die zwar vom entgegengesetzten Vorzeichen sind, in Hinsicht der Grösse aber nahe zueinander fallen), dagegen bieten sie aber keine Information über die Grösse der positiven und negativen Komponenten. In der Tabelle VI. bringen wir die Durchschnittswerte der positiven und negativen Temperaturadvektionen, sowie die aus der Summierung derselben stammenden Resultaten der Temperaturadvektion in $^{\circ}/\text{Tag}$ Einheiten.

Vor allem kann festgestellt werden, dass die Durchschnittswerte sowohl der positiven als auch der negativen Temperaturadvektionen den Durchschnitt der Resultantenadvektion in bedeutendem Masse (in einigen Jahreszeiten 3—40-fach) übersteigen. Miteinander verglichen weisen aber die (mit Σ bezeichneten Reihen) in keinem der Jahreszeiten und in keiner Schicht einen wesentlichen Unterschied auf: die mittlere Abweichung der Durchschnitte der negativen und positiven Temperaturadvektionen bleibt unter 10%. Anders ist das Resultat des Vergleiches in den einzelnen Windquadranten. Die sich an die nördlichen Windquadranten schliessenden Kaltluftadvektionen übertrifften in ihrem durchschnittlichen absoluten Werte im allgemeinen jenen der Warmluftadvektionen, die Winde der südlichen Sektoren melden sich dagegen durchschnittlich mit einer grösseren Warmluft- und einer kleineren Kaltluftadvektion.

Der Betrag der positiven und negativen Advektionskomponenten, vergleichend mit dem grössenordnungsmässig kleineren absoluten Wert der resultierenden Temperaturadvektion weist darauf hin, dass die letzterwähnte (die jahreszeitlichen und jährlichen Durchschnitte) in grossem Masse von dem Häufigkeitsverhältnis der positiven und negativen Komponenten abhängen.

Aus den für die Temperaturadvektion erhaltenen Durchschnittswerten kann die Wärmemenge leicht ausgerechnet werden, welche die Atmosphäre an einem gegebenen Orte und während einer gegebenen Zeitdauer infolge der advektiven Prozesse erhält, bzw. verliert. Die advektive lokale Warmeinnahme wird auf eine Luftmenge von 1 cm^3 , oder auf eine mit den Isobarflächen begrenzte Luftsäule vom Querschnitt von 1 cm^2 bezogen. Die Temperaturadvektion ist nämlich nichts anderes, als eine innerhalb der Zeiteinheit an einem gegebenen Orte erfolgende advektive Temperaturänderung, die in unseren Tabellen in $^{\circ}/\text{Tag}$ Einheiten ausgedrückt wird. Wenn dies mit A ,

Tabelle VI.

Durchschnittswerte der positiven ($+\bar{A}$), der negativen ($-\bar{A}$) und der resultanten (A) Temperaturadvektion in $^{\circ}\text{C}/\text{Tag}$ -Einheiten über Budapest (1961–1965)

	kv	850–700 mb			700–500 mb			500–300 mb		
		$+\bar{A}$	$-\bar{A}$	A	$+\bar{A}$	$-\bar{A}$	A	$+\bar{A}$	$-\bar{A}$	A
Frühling	NE	3,3	—3,6	—0,83	2,3	—2,3	—0,24	3,1	—3,5	—0,55
	SE	4,6	—2,9	1,50	3,0	—2,1	1,12	3,6	—1,8	1,34
	SW	6,0	—5,4	2,39	4,5	—3,0	1,47	5,1	—5,7	0,57
	NW	4,3	—6,5	—1,33	3,8	—5,0	—0,84	6,3	—5,3	0,66
	Σ	4,9	—5,0	0,41	3,7	—3,7	0,23	5,1	—4,7	0,53
Sommer	NE	2,5	—2,4	—0,91	2,0	—2,0	—0,32	3,1	—2,8	—0,39
	SE	4,6	—1,2	2,40	2,7	—1,5	0,72	3,0	—2,5	0,37
	SW	5,1	—4,9	2,00	3,9	—3,4	1,09	5,0	—5,4	0,67
	NW	3,4	—6,5	—2,62	2,8	—4,2	—1,31	3,7	—4,7	—1,16
	Σ	4,3	—5,1	—0,13	3,3	—3,5	—0,14	5,2	—4,6	—0,22
Herbst	NE	7,4	—3,6	1,18	3,0	—2,8	—0,79	5,5	—5,1	—0,74
	SE	5,5	—4,2	1,91	4,0	—2,1	1,22	4,7	—4,1	0,55
	SW	6,8	—4,1	2,86	4,8	—5,0	1,30	6,1	—6,4	1,57
	NW	4,6	—8,2	—2,73	4,4	—6,2	—1,45	5,9	—4,8	0,95
	Σ	6,1	—5,7	0,83	4,4	—4,7	0,18	5,8	—5,3	0,97
Winter	NE	4,6	—4,9	—0,38	3,7	—4,6	—0,62	5,6	—5,2	0,18
	SE	4,8	—2,8	2,05	4,7	—2,6	1,89	4,9	—2,7	2,12
	SW	9,1	—4,5	5,73	5,7	—4,5	1,93	8,5	—5,2	4,24
	NW	6,0	—7,5	—1,71	5,6	—7,2	—1,31	8,7	—7,3	0,36
	Σ	6,9	—6,0	1,29	5,3	—5,6	0,25	7,7	—5,9	1,82
Jahr	NE	4,5	—3,8	—0,29	2,9	—3,0	—0,49	4,6	—4,3	—0,31
	SE	4,9	—2,9	1,93	3,6	—2,1	1,22	4,1	—2,9	1,06
	SW	6,8	—4,7	3,22	4,8	—4,0	1,43	6,2	—5,7	1,71
	NW	4,6	—7,1	—2,09	4,1	—5,6	—1,22	6,2	—5,5	0,14
	Σ	5,6	—5,4	0,60	4,2	—4,4	0,13	5,8	—5,1	0,77

bezeichnet wird, dann ist in der Umgebung einer gegebenen Isobarfläche p die lokale, advektive Wärmeeinnahme einer Luftmenge von 1 cm^3 , während eines Tages:

$$Q_p = c_p \cdot \rho_p \cdot A_p [\text{cal} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{Tag}^{-1}]$$

wo $c_p = 0,241 (\text{cal gr}^{-1} \text{Grad}^{-1})$, die spezifische Wärme der Luft bei konstanten Druck ist, $\rho_p (\text{gr} \cdot \text{cm}^{-3})$ die Dichte der Luft, A_p die advektive Temperaturänderung (pro Tag) auf der Isobarfläche p ist. In diesen Errechnungen kann die Differenz der virtuellen und wahren Temperatur vernachlässigt werden, da es sich um Temperaturänderung handelt.

Wenn die vertikale Entfernung der Isobarflächen p_1 und p_2 ($p_1 > p_2$) über dem Beobachtungsort ($h_1 - h_2$) ist, dann ist die advektive Wärmeeinnahme

einer durch die Isobarflächen begrenzten Luftsäule vom Querschnitt von 1 cm² innerhalb eines Tages:

$$\bar{Q} = c_p \cdot \bar{\rho} (h_2 - h_1) \bar{A} [\text{cal. cm}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}]$$

wo $\bar{\rho}$ die mittlere Dichte der Schicht, \bar{A} aber die advective Aenderung ihrer Mitteltemperatur bedeutet.

Aus unseren aeroklimatologischen Bearbeitungen kann die zwischen den Hauptisobarflächen bestehende Entfernung, sowie die Durchschnittswerte der mittleren Dichte leicht bestimmt werden. In dieser Weise haben wir jene Wärmemengen errechnet, welche im Laufe eines Vierteljahres, bzw. eines ganzen Jahres eine zwischen den Hauptisobarflächen befindlichen vertikale Luftsäule vom Querschnitt von 1 cm² infolge der advektiven Erwärmungen (+Q), und der advektiven Abkühlungen (-Q) im Durchschnitt der untersuchten 5 Jahre eingenommen, bzw. abgegeben hat. In ähnlicher Weise wurde auch deren Summe (ΣQ) errechnet, welche letzten Endes die vierteljährliche und jährliche Wärmebilanz der Luftsäule (im fünfjährigen Durchschnitt) ausdrückt. Das Resultat wurde in den zwei extremen Jahreszeiten und auch für das ganze Jahr graphisch dargestellt (Abb. 6). In der Abbildung stellt die Länge der in Quadranten aufgezeichneten Säulen vom den Seiten des inneren Quadraten ausgehend die eingenommenen und abgegebenen advektiven Wärmemengen dar. Die in das Quadrat eingeschriebene Zahl gibt die vierteljährliche und jährliche advective Wärmebilanz einer Luftsäule vom Querschnitt von 1 cm² in [kcal cm⁻² Vierteljahr⁻¹ und Jahr⁻¹] Einheiten.

Über die untersuchte Periode kann auf Grund der Tabelle VI. und der Abbildung 6 folgendes festgestellt werden:

a) Die advective Wärmetransport in der freien Troposphäre über Budapest schloss mit der Ausnahme des Sommers in allen Jahreszeiten und auch

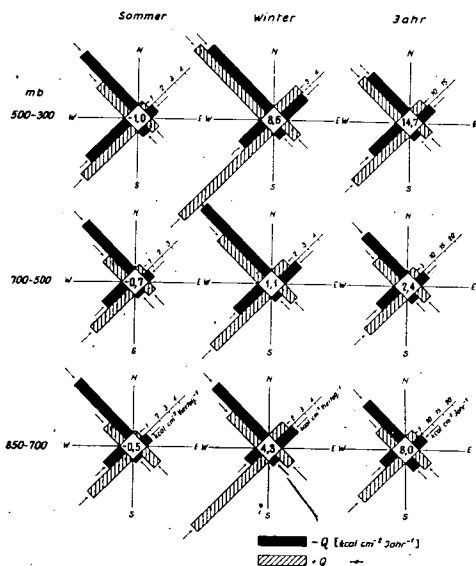


Abb. 6. Die durchschnittliche advective Wärmeeinnahme und Wärmeverlust der troposphärischen Luftschichten über Budapest (1961–1965).

für das ganze Jahr gerechnet mit einer Wärmeeinnahme. Die advektive Wärmeeinnahme dürfte eine bedeutende Rolle in der Tatsache haben, dass die untersuchte Periode im allgemeinen wärmer war, als die vorherige Zehn-jahrperiode. Von der Zirkulation wurde die Wärme überwiegend im Winter und Herbst der Troposphäre übergeben. Die herbstliche Überwiegen der Warmluftadvektionen kann im Vergleiche zu der vorherigen 10 Jahresperiode als eine Charakteristik der Fünfjahrperiode erachtet werden, die winterliche advektive Wärmeeinnahme und der sommerliche advektive Wärmeverlust ist dagegen eine permanente Eigenschaft der advektiven Prozesse unserer Troposphäre. Diese Feststellung wird auch von unseren auf das vorhergehende Jahrzehnt bezüglichen Untersuchungen bekräftigt. Die frühjährliche, überwiegend positive Temperaturadvektionen sind wahrscheinlich die Eigenschaft der Fünfjahrperiode. Das selbe kann auch auf die für das ganze Jahr erhaltene advektive Wärmeüberschuss ausgesagt werden. Die advektive Wärmeübergabe war in der unteren Troposphäre (verhältnismässig dichte Luft) und in der zwischen 500—300 mb liegenden höheren Luftschicht (relativ grosse Windgeschwindigkeiten) am grössten.

b) Mit der von den einzelnen Windquadranten kommenden Strömungen gewinnt und verliert die Troposphäre Wärme von sehr verschiedener Menge. Die advektive Wirkung der aus den nördlichen Quadranten (*NW* und *NE*) kommenden Winde verursacht im Jahresdurchschnitt einen Wärmeverlust ($21 \text{ kcal cm}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$), der etwa die Hälfte jener Wärmeeinnahme ist, die von der thermischen Advektion der aus den südlichen Quadranten kommenden Winde in der Troposphäre hervorgerufen wurde ($46 \text{ kcal cm}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$). Die aus den östlichen Quadranten kommenden Winde verursachen verhältnismässig geringe Wärmeeinnahme (im Jahresdurchschnitt etwa 20% der advektiven Wärmeübergabe), bzw. Wärmeverlust in der Troposphäre über Budapest. *Die advektive Wärmebilanz der Troposphäre wird im wesentlichen von dem mit den Westwinden verbundenen advektiven Prozessen bestimmt, die im Jahresdurchschnitt etwa 80% sowohl der positiven, als auch der negativen ganzen Wärmeübergabe abwickeln.* Eine advektive Wärmeübergabe und Wärmeabzug kann bei uns sowohl mit aus *SW*, als auch *NW* Sektoren kommenden Strömungen eintreffen. Die Winde des Quartals *SW* haben in der Form von Advektion kälterer Luft etwa 40—50% jener Wärme transportiert, die durch die Warmluftadvektionen der Troposphäre übergeben wurde. Im Quartal *NW* war die Proportion der Wärmeübergabe im entgegengesetzten Sinne analog und dieser Umstand gibt eine Erklärung des verhältnismässig kleinen Wertes der advektiven Wärmebilanz.

Ein charakteristischer und wahrscheinlich permanenter Unterschied besteht zwischen den mit den Winden der zwei westlichen Quadranten verbundenen Advektionsprozessen im Winter und im Sommer. Im Winter ist ein verhältnismässig grosser Unterschied zwischen der advektiven Wärmeeinnahme und Wärmeausgabe im *SW* Sektor und kleiner der Unterschied im *NW* Sektor. Der Grund dieses Phänomens ist offensichtlich der Umstand, dass im Winter vom Ozean auch aus dem *NW* Sektor wir warme Luft erhalten und die advektive Wärmeeinnahme kommt nahe zu dem advektiven Kühlungseffekt der Winde des Sektors *NW*, ja sie kann diese in der oberen Troposphäre auch übersteigen. Im Sektor *SW* kommt aber zum milden Meereseinfluss auch ein mediterraner Effekt hinzu und ruft eine bedeutende Steigerung der Proportion der zum Windquadranten gehörenden advektiven Wärmeeinnahme

gegenüber des Verlustes hervor. Aus der sommerlichen Gestaltung der advektiven Wärmetransport kann ebenfalls auf einen ozeanischen Einfluss gefolgert werden. Im Sektor *NW* steigt mit der Einströmung der kühlen maritimen Luftmassen im Vergleiche zum Winter die Differenz zwischen der advektiven Wärmeeinnahme und dem Verluste an, zur selben Zeit übersteigt aber die infolge der im Sektor *SW* vom Ozean kommenden Winde eingenommene Wärme in einem kleineren Masse den advektiven Wärmeverlust, als im Winter.

Zusammenfassend kann also folgendes festgestellt werden: die advektive Wärmebilanz der Troposphäre wird — im Einklange mit der allgemeinen Zirkulation — von den mit den westlichen Windquadranten verbundenen thermischen advektiven Prozessen bestimmt. Die an die östlichen Winden sich schliessende advektive Wärmeeinnahme und advektiver Wärmeverlust erreichte in der untersuchten Fünfjahrperiode kaum 20% des vorigen. In der Proportion der zu den westlichen Windquadranten gehörender advektiven Wärmeeinnahme und Wärmeabgabe kommt der Einfluss des atlantischen Ozeans und des Mittelmeeres in allen Schichten der Troposphäre über Budapest sehr markant zu Tage: der relative Unterschied zwischen der advektiven Wärmeeinnahme und Wärmeabgabe im Sommer ist relativ grösser in *NW* Windquadranten, im Winter aber im südwestlichen Windquadranten. Wie wir gesehen haben, übersteigen die Durchschnittswerte der positiven und negativen Komponenten der thermischen Advektion in Grössenordnung den Durchschnitt der resultanten thermischen Advektion. Miteinander verglichen besteht aber keine bedeutende Differenz in ihrem absoluten Werte. Aus dieser Tatsache folgt, dass die jahreszeitlichen und jährlichen Durchschnittswerte der thermischen Advektionen, ja sogar ihre Vorzeichen in sehr grossem Masse von der Häufigkeitsproportion der positiven und der negativen Komponenten anhängen. Da diese Proportion einen klaren Zusammenhang mit der Windrichtung aufweist, kann es eingesehen werden, dass in den einzelnen Perioden mit der in der Häufigkeitsverteilung der Windrichtung erscheinenden Differenz eine bedeutende Abweichung im Vorzeichen und Grössenordnung, auch in den Durchschnittswerten der resultanten Temperaturadvektion auftritt. Mit diesem Umstand kann es erklärt werden, dass aus den Angaben der fünfziger Jahre auf die überwiegende Kühlungswirkung der Temperaturadvektion, aus den Angaben der Jahre von 1961—1965 aber auf deren wärmende Auswirkung gefolgert wurde.

Auf alle Fälle kann festgestellt werden, dass in den zwei extremen Jahreszeiten von der Bearbeitung beider Perioden eindeutig bewiesen wird, dass im Sommer die Advektion kälterer Luft, im Winter aber die Advektion wärmerer Luft stärker zur Geltung kommt. Da diese Feststellung sich im Einklange mit den vorher untersuchten klimatischen Eigenschaften von Budapest, — nämlich mit den auf dem Breitengrad bezogenen Temperaturanomalien, mit den ozeanischen und kontinentalen Auswirkungen befindet, kann jene aus einem kleineren aerologischen Material in 1963. getroffene Folgerung (Béll 1963) bekräftigt werden, wonach über Budapest die advektiven Prozesse der Zirkulation die freie Troposphäre im Sommer letzten Endes kühlen, im Winter aber sie wärmen. Die für die Übergangsjahreszeiten und für das ganze Jahr errechnete durchschnittliche Temperaturadvektion ist ein geringer und von der Häufigkeitsverteilung der Windrichtung abhängig sehr veränderlicher Wert.

LITERATUR

- ALT, E.: Klimakunde von Mittel- und Südeuropa. Köppen—Geiger: Hb. der Klimat. Berlin, 1932.
- BACSÓ, N.: Magyarország Éghajlata. Budapest, 1959.
Energiebilanzen der Strahlung und der Luftzirkulation in Ungarn. Z. f. Met. 17. 49 (1965).
- BALZER, K.: Die vertikale Aenderung des horizontalen Windvektors und die Komponenten der lokalen, zeitlichen Temperaturänderung. Z. f. Met. 17. 83 (1965).
- BARÁT, J.—TÓTH, P.: Ein mechanisches Hilfsgerät zur Errechnung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre. Időjárás 65, 333 (1961).
- BAUR, F.: Linkes Meteorologisches Taschenbuch. Akad. Verlag., Leipzig, 1953.
- BAUR, F.—PHILIPPS, H.: Der Wärmehaushalt der Lufthülle der Nordhalbkugel im Januar und Juli und Zeit der Aequinoktien und Solstitien. Gerl. Beitr. Geoph. 42, 45 (1934, 1935).
- BÉLL, B.: A levegő vízgőztartalmának meghatározása. OMI Hiv. Kiadv. XIV. 95 (1951).
A termikus szél gyakorlati alkalmazása. OMI Hiv. Kiadv. XV. 214 (1952).
Gyakorlati módszerek a hőmérsékleti advekcio meghatározására. Időjárás 57. 350 (1953).
A termikus advekcio meghatározása magassági térképeken és pilotmérésekkel. OMI. Hiv. Kiadv. XVI. 263 (1953).
Die advektiven Witterungsänderungen in den Frühjahrsnachtfrösten. Act. Agronom. Acad. Sc. Hung. Tom. IV. Fasc. 3. 313 (1954).
A troposzféra rétegezettsége. OMI Hiv. Kiadv. XVIII. 250 (1955).
A szabadlégkör advektív hőforgalma a Kárpátmedence fölött. Időjárás 67. 65 (1963).
Jahresgang des Luftdruckes, der Temperatur und der Feuchtigkeit in der Troposphäre über Budapest. OMI Kisebb Kiadv. 35. Budapest (1965).
Die vertikale Windänderung über Budapest im Zusammenhang mit der thermischen Advektion. Ann. Met. (Neue Folge) No 3. (1967).
- BERKES, Z.: A Kárpátmedence vízháztartása. Időjárás 50. 5 (1946).
- BODOLAI, I.—DÉSI, F.: A hőmérsékleti advekcio meghatározása a szabadlégkörben. OMI Hiv. Kiadv. XVIII. 232 (1953).
- BUDÜKO, M. I.: Atlas Teplovovo Balanza Semnovo Schara. Moskau, (1963).
- DAHLER, H.: Die vertikale isobare Relativbewegung (Schichtdickenänderung) bei geostrophischer Advektion. Z. f. Met. 7. 42 (1953).
Fünffährige statistische Unterlagen der Winddrehung mit der Höhe über Nordwestdeutschland und einige aeroklimatologischen Folgerungen. Met. Rundschau, 18. 45 (1965).
- DOBOSI, Z.: Vizsgálatok egy hazai talajfelszín sugárzási mérlegéről. Időjárás 61. 260 (1957).
A napfénytartam és a globális sugárzás összefüggése Magyarországon. Időjárás. 61. 347 (1957).
- EXNER, F. M.: Grundzüge einer Theorie der synoptischen Luftdruckveränderungen. Sitz. Ber. Wiener A. Wiss. Math.-Nat. Kl., Bd. CXIX. Abt. II., 697 (1910).
- FABIANICS, F.: Budapesti havazások. Időjárás. 44. 154 (1940).
- FLOHN, H.—PENNDORF, R.: Die Stockwerke der Atmosphäre. Met. Zs. 59. 1 (1942).
The stratification of the atmosphere. Bull. Am. Met. Soc. 31. 71, 126 (1950).
- GUTERMAN, I. G.: Aeroklimatitscheskij Atlas. Moskau, 1963.
- HÄNSEL, Ch.: Statistische Ergebnisse über Beziehungen zwischen Temperaturadvektion, Vertikalbewegung und Luftdruckänderung. Akad. Verl. Berlin 1968.
- HROMOV, S. P.: A szinoptikus meteorológia alapjai. Akadémia Kiadó, Budapest, 1952.

- KÉRI, M.: Magyarország hóviszonyai. OMI Hiv. Kiadv. Magyarország Éghajlata. 7. 1952.
- MARGULES, M.: Über Temperaturschichtung in stationär bewegter und in ruhender Luft. Met. Zs. Hann-Band. 243 (1906).
- RAETHJEN, P.: Einführung in die Physik der Atmosphäre II., III. Verlag B. G. Taubner, Leipzig-Berlin, 1942—1944.
- SANDSRÖM, J. W.: Über die Beziehung zwischen Temperatur und Luftbewegung in der Atmosphäre unter stationären Verhältnissen. Met. Zs. 19. 161 (1902).
- SCHNEIDER—CARIUS, K.: Die Grundsicht der Troposphäre. Akad. Verl. Leipzig. 1953.
- SCHRÖDER, I.: Die Zonalverteilung der Temperaturadvektion aus der vertikalen Aenderung des Windvektors. Diplomarb. Geophys. Inst. KMU Leipzig (1966). (Unveröffentlicht).
- SELLERS, W. D.: Physical Climatology. Chicago 1966.
- SIMPSON, G. C.: The Distribution of terrestrial Radiation. Mem. Roy. Met. Soc. II. N. 16 (1927).
- STÜVE, G.: Thermodynamik der Atmosphäre. Hb. Geophys. Bd. IX. Lief. 2. Berlin 1937.
- TÓTH, P.: Ein Nomogramm zur Bestimmung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre. Időjárás. 65. 23 (1961).
- WEBER, E.: Grundriss der biologischen Statistik. VEB Verl. Jena 1956.

Aus dem „MARCZELL GYÖRGY” Aerologischen Hauptobservatorium Budapest

TAGESGÄNGE DER TEMPERATUR AN BERGWIESEN UND IN WÄLDERN

von R. WAGNER

Herrn Prof. DR. RUDOLF GEIGER zu seinem 75. Geburtstag gewidmet

Summary: In the Bükk Mountains of Hungary, by using data from climatological stations installed at various sea-levels (i. e. 550 m, 700 m, 730 m, 780 m and 910 m) and by executing hourly or quarter-hourly measurements of air-temperature and soil-temperature on meadows and forests situated at sea-levels of 550 m, 730 m and 910 m, and grouping them according to three categories of nebulosity (0—2, 3—7, 8—10), the diurnal variations of temperature are established. It is found, that the air-space over meadows is, in day-time, warmer and in the night cooler than that of the forests. Soil temperatures are on the meadows by night and by day warmer than soil temperatures in the forest. Maximum temperatures both of the air of the meadows and of forests are decreasing with altitude, while the minima are increasing. Maxima and minima of soil temperatures are decreasing with height. The diurnal amplitudes of both air and soil temperatures are decreasing with altitude, however, there exists also a decrease in the difference between the temperatures of meadows and of forests.

Zusammenfassung: Im Bükkgebirge von Ungarn, auf Grund von in verschiedenen Seehöhen (550 m, 700 m, 730 m, 780 m, 910 m) aufgestellten klimatologischen Stationen und auf Grund der stündlichen, bzw. viertelstündlichen Beobachtungen der Luft- und Bodentemperaturen der Wiesen und Wälder in den Höhenlagen von 550 m, 730 m und 910 m, wurden nach Bewölkungskategorien (0—2, 3—7, 8—10) die Tagesgänge der Temperatur festgestellt. Es wurde gefunden, dass der Luftraum der Wiesen bei Tage wärmer und bei Nacht kälter ist als der Luftraum des Waldes. Die Bodentemperatur der Wiesen ist bei Tage und bei Nacht höher als die Temperatur des Waldbodens. Die Maxima der Lufttemperatur weisen sowohl an den Wiesen als auch in den Wäldern mit zunehmender Seehöhe eine Abnahme auf, hingegen hat man bei den Minima eine Zunahme. Die Maxima und Minima der Bodentemperaturen nehmen mit der Seehöhe ab. Die Tagesamplituden der Boden- und Lufttemperatur erfahren bei zunehmender Seehöhe eine Abnahme, doch findet man auch eine Abnahme der Temperaturunterschiede zwischen Wiese und Wald.

Einleitung

Die Mikroklimaten, welche sich in gebirgigen Lagen ausbilden, sind im Gegensatz zu dem Tieflande weitgehend von der Orographie, von den morphologischen Formen des Geländes und von der Seehöhe abhängig. Mit der Seehöhe und den Expositionsverhältnissen ändern sich auch die dem Grundgestein entsprechenden Bodeneigenschaften. Weiter werden die Temperaturverhältnisse des Bodens und der bodennahen Luftschicht sehr kräftig durch die Pflanzendecke beeinflusst. In verschiedenen Höhenlagen sind auch bei gleichem Grundgestein die Bodenarten und Phytocönosen keineswegs identisch.

Die mikroklimatologischen Probleme der gebirgigen Lagen wurden durch das Werk R. GEIGER's (1961) klargestellt und es erübrigt sich, dass wir uns mit dieser Frage hier beschäftigen. Doch möchten wir auf die Studien R. GEIGER's „Messung des Expositionsclimas“ (1927, 1928, 1929) hinweisen, in welchen die Resultate der bereits schon im Jahre 1926 durchgeführten Forschungsarbeiten zusammengefasst wurden; ausserdem möchten wir an die Arbeiten von F. K. HARTMANN, J. VAN EIMERN und G. JAHN (1959) über ihre am Grossen Staufenberg durchgeführten Forschungen und auf die Arbeit von R. GEIGER, M. WOELFE und L. P. SEIP (1933, 1934) über ihre Forschungen, welche am Grossen Arber im Bayrischen Walde durchgeführt werden, hinweisen.

Am WSW-Abhange des Grossen Falkensteins zwischen den Höhenlagen 622 und 1307 m durchgeführte Forschungen führten zu wesentlichen Ergebnissen (R. GEIGER 1956, A. BAUMGARTNER und G. HOFMANN, 1957).

Die mikrometeorologischen Probleme des Hochgebirges wurden durch R. GEIGER (1953) zusammengefasst. Von Bedeutung sind die Untersuchungen, die von H. AULITZKY (1961, 1962, 1968) und von H. TURNER (1958) in den Alpen ausgeführt wurden.

Stationsnetz

Die durch uns ausgeführten Forschungsarbeiten stimmen mit den obigen Forschungen nur in Bezug auf die geographische Breite überein, denn die Höhenunterschiede sind in bedauernswerter Weise nicht einmal im Mittelgebirge die selben.

Im B ü k k - G e b i r g e wurden in mehreren Höhenlagen klimatologische und mikroklimatologische Beobachtungsstationen errichtet. Die eine Beobachtungsstation wurde am R e j t e k (550 m NN) in einem mit seiner Achse nach Süden gerichteten Nebentale, an einer nahezu ebenen Gebirgswiese errichtet, eine zweite Station wurde am H á r m a s k ú t (Dreierbrunnen) bei einer Erholungsstelle an der zum sog. N a g y - I s t v á n - E r ő s e Bergspitze führenden Weges, die durch eine Bergwiese bedeckt ist, ebenfalls auf nahezu horizontalem Gelände aufgestellt. Die beiden Beobachtungsstellen können nicht so betrachtet werden, als ob dieselben zwei verschiedene Punkte eines und derselben Berghanges bilden würden, da das B ü k k - G e b i r g e aus abgeordneten Massiven besteht, und im mittleren Teile desselben befindet sich die B ü k k - H o c h e b e n e, welche reich an Dolinen und karstigen Formationen ist (mittlere Seehöhe 780 m NN). In R e j t e k und am H á r m a s k ú t befindet sich ein junger Buchenbestand (Alter: 10 Jahre). Eine dritte Station wurde an der Gebirgswiese des K u r t a b é r c (Seehöhe 730 m) errichtet, welche auf der südlichen Seite von einem Fichtenbestand abgegrenzt wird (Alter: 50 Jahre).

Wir haben in erster Reihe die Absicht, durch unsere Untersuchungen festzustellen, welche Unterschiede in den Temperaturverhältnissen des bodennahen Raumes und des Bodens zwischen den verschiedenen Höhenlagen bestehen auf den Bergwiesen, somit auf offenem Gelände, und in dem Walde.

An den angeführten Stellen, und ausserdem auf dem N a g y m e z ő auf der B ü k k - H o c h e b e n e (780 m NN) und in einem nördlichen Tale des Gebirges (S z á r a z - v ő l g y in 700 m NN) wurde je eine klimatologische Station errichtet.

Die Beobachtungen wurden fortlaufend stündlich bzw. in allen 15 Minuten in der

Tabelle I.

Klimatische Daten

Beobachtungsperiode	31. VII—20. VIII. 1964.						31. VII—20. VIII. 1967.		
Stationen und Seehöhe	Mis- kole (130 m)	Rejte- k (550 m)	Kurta- bérc (730 m)	Nagy- mező (780 m)	Hár- mas- kút (910 m)	Száraz- völgy (700 m)	Mis- kole (130 m)	Kurta- bérc (730 m)	Száraz- völgy (700 m)
Abs. max. °C	30,8	26,6	25,4	26,0	24,1	25,6	33,4	27,4	27,5
Abs. min. °C	8,1	3,4	5,0	2,4	4,0	3,3	12,0	5,8	7,5
Max-min. °C	22,7	23,2	20,4	23,6	20,1	22,3	21,4	21,6	20,0
Mittleres max. °C	25,9	21,8	20,7	20,4	21,4	—	29,0	23,0	23,4
Mittleres min. °C	12,5	8,4	9,8	8,0	8,9	—	14,8	11,0	11,2
Mittleres max—min. °C	13,4	13,4	10,9	12,4	12,5	—	14,2	12,0	12,2
Temperaturmittel (von 21 Tagen)	19,6	16,6	15,7	15,1	15,4	14,9	21,9	17,5	17,3
Wahre Mitteltemperatur (21 Tagen)	—	16,0	15,1	14,4	—	14,6	—	17,0	16,7
Dampfdruck (mm)	11,3	10,3	10,1	—	9,9	—	12,5	10,7	—
Luftfeuchtigkeit (%)	69	73	76	75	76	—	66	79	78
Zahl der Niederschlags- tage	6	8	7	5	9	4	5	6	—
Niederschlagsmenge (mm)	49,4	66,0	59,0	77,0	59,0	30,9	12,6	47,8	27,8

Zeit vom 31. Juli bis 20. August 1964 durchgeführt. In dieser Weise erhielten wir eine Beobachtungsreihe von 21 Tagen, für welche sich eine Bewölkung nach den Beobachtungen am Kurta-bérc und in Rejte-k von 46% und nach den Beobachtungen am Hármas-kút eine Bewölkung von 44% ergab. Davon waren 5 Tage heiter (mit einer Bewölkung von 0—20%), namentlich die Tage 31. Juli, 5., 6., 7. und 8. August, 3 Tage stark bewölkt (Bewölkung 80—100%), namentlich der 10., 11. und 19. August, und die übrigen Tage wurden als wolkige Tage betrachtet.

Die Bildung der konvektiven Bewölkung kann auch aus dem Tagesgange der Himmelsbedeckung beobachtet werden. Im Durchschnitt besteht zwischen 10^h und 16^h eine Bewölkung von 50—60%, hingegen hat man in der Zeit zwischen 21^h und 04^h einen Wert, der geringer als 40% ist. Auch an heiteren Tagen waren in den Mittagsstunden Haufenwolken vorhanden, so gab es gänzlich heitere Tage überhaupt nicht.

Temperaturunterschiede zwischen den klimatologischen Stationen

Die Beobachtungen, welche an den klimatologischen Stationen ausgeführt wurden, werden in *Tabelle I.* zusammengefasst. Daraus geht hervor, dass der Zusammenhang mit der Seehöhe nur ein sehr geringfügiger ist, und die Wirkung der Faktoren, durch welche das Lokalklima bestimmt wird, viel kräftiger zur Geltung gelangt. Im Falle des absoluten Temperaturmaximums kann zwischen Rejte-k und Hármas-kút noch das Bestehen eines Temperaturgradienten von

0,7 °C/100 m

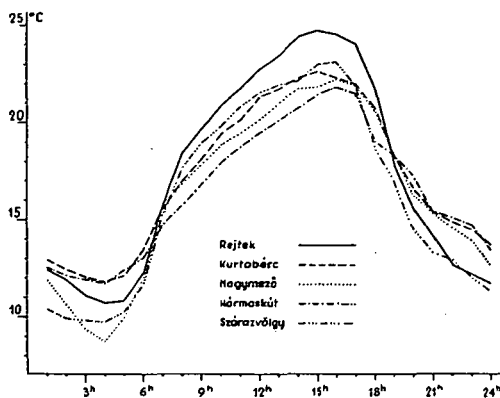


Abb. 1. Tagesgang der Lufttemperatur an heiteren Tagen

ermittelt werden, doch sind schon bei den mittleren Maxima und bei den mittleren Minima die Abweichungen ganz unwesentlich.

Auf Grund der Angaben der klimatologischen Station am Flughafen Miskolc ergibt sich für das absolute Maximum der Temperatur ein Gradient von

$$0,86^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$$

Die vertikalen Gradienten für das absolute Maximum betragen auf Grund des Vergleiches Miskolc - Rejtek

$$1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$$

für Rejtek - Hármaskút:

$$0,69^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$$

und für Kurtabérc - Hármaskút

$$0,72^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$$

Im Bükk-Gebirge wurden auch im Jahre 1967 mehrere klimatologische Stationen errichtet und die Beobachtungen wurden in der selben Zeitperiode (31. Juli—20. August) ausgeführt, auch auf dem Kurtabérc. Werden die Angaben dieser Station mit den Angaben von Miskolc an den selben Tagen verglichen, so finden wir, dass der auf Grund des Temperaturmaximums errechnete Temperaturgradient im Jahre 1964 den Wert

$$0,9^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$$

im Jahre 1967 aber den Wert

$$1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$$

besass. Als Mittelwert von 5 zu 5 heiteren Tagen aus den beiden Zeitperioden ergaben sich sowie für 1964 als auch für 1967

$$0,63^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$$

und, mit 21-tägigen Temperaturmittelwerten gerechnet, ergab sich für 1964

$$0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$$

und für 1967

$$0,73^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$$

Aus diesen Angaben geht es hervor, dass der vertikale Temperaturgradient zur gleichen Jahreszeit, aber unter verschiedenen Wetterverhältnissen, eine überraschende Ähnlichkeit aufweist.

In der Arbeit von H. AULITZKY (1968) werden die Temperaturgradienten in Tabelle 10 zusammengefasst. Davon lauten die Angaben für August wie folgt:

Falkenstein	0,61
Alpengebiet	0,60
Obergurgl	0,92
Sonnblick	0,66

Unsere Beobachtungsperioden enthalten nicht die Monatsmittel für August, doch sind wir der Auffassung, dass unsere Angaben in einem guten Einklang zu dieser Angabenreihe stehen.

Die 21-tägigen Mittelwerte deuten auf eine Abnahme mit der Höhe, doch weisen die Angaben der von Bergen umgebenen Hochebene (sog. Nagymező) und die Angaben der in einem nördlich gerichteten Tale liegenden Szárazvölgy auf das Vorhandensein eines besonderen Lokalklimas hin.

Die Niederschlagsangaben sind infolge der verschiedenen Niederschlagsintensitäten an den drei Gewittertagen (9., 14. und 19. August) sehr abweichend von einander, nur die Angaben von Szárazvölgy erbringen den Beweis des Vorhandenseins eines Regenschattens. Etwa 80—85% der Gesamtniederschläge fielen zur Zeit der Gewitter.

Der Einfluss der Höhenlage auf die Temperaturverhältnisse geht schon aus den wahren und Termin-Mittelwerten der 5 heiteren Tage hervor (S. Tabelle II.).

Tabelle II.

*Temperaturwerte an heiteren Tagen in 2 m Höhe
(in der Wetterhütte gemessen).*

Stationen	Wahrer Mittelwert °C	Termin- Mittelwert °C
Rejte k (550 m)	18,1	17,3
Kurta bér c (730 m)	17,7	17,2
Nagyme ző (780 m)	17,6	16,3
Hármaskút (910 m)	16,9	16,5
Szárazvölgy (700 m)	16,9	16,9

Die bedeutende Abweichung, welche zwischen den wahren und den Termin-Mittelwerten besteht, erklärt sich aus der im Bükk-Gebirge an heiteren Tagen auftretenden schnellen Erwärmung am frühen Morgen sowie aus dem rapiden Temperatursturz, der nach der Abenddämmerung einsetzt. Eine Folge besteht darin, dass in Bükk-Gebirge, im Gegensatz zu den Verhältnissen, die auf der ungarischen Tiefebene beobachtet werden, morgens um 7^h höhere Temperaturen als nach Sonnenuntergang um 21^h gefunden wurden. Von den angeführten 5 klimatologischen Stationen ist die Temperatur allein an der Station H á r m a s k ú t um 21^h höher (15,4 °C) als um 7^h (14,7°). An allen übrigen Beobachtungsstellen wurde, wie dies auch aus Abb 1 ersichtlich ist, um 7^h eine höhere Temperatur beobachtet.

Hingegen erhält man auf Grund der wahren Temperaturmittelwerte zwischen H á r m a s k ú t und R e j t e k einen Wert des Temperaturgradienten, der nur

0,33 °C/100 m

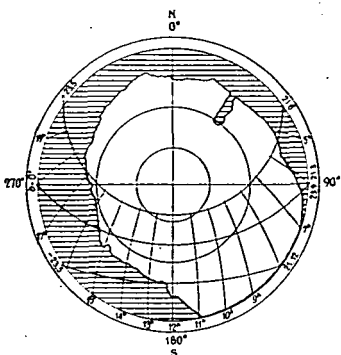


Abb. 2. Horizonteinschränkung durch Wälder und Berge in Rejtek. Sonnenbahnen für den 21. Juni, 21. März und 21. Dez.

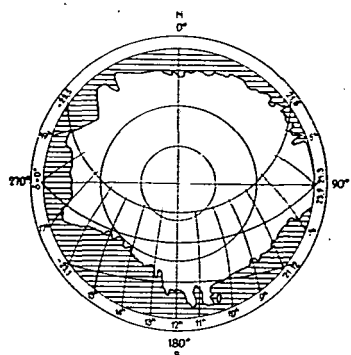


Abb. 3. Horizonteinschränkung durch Wälder und Berge am Kurtabérc

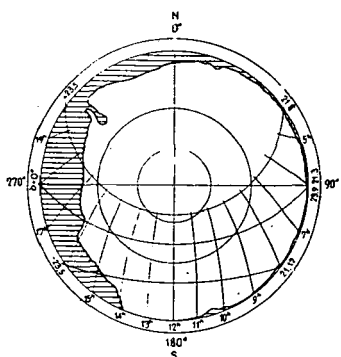


Abb. 4. Horizonteinschränkung durch Wälder und Berge am Nagymező

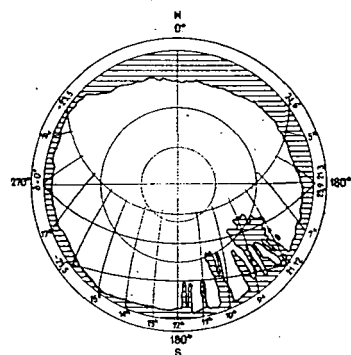


Abb. 5. Horizonteinschränkung durch Wälder und Berge in Hármaskút

beträgt, aber man errechnet aus den Stundenmittelwerten um 14^h einen Gradienten von

$$1,03 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$$

und um 22^h und 23^h einen Wert von

$$-0,67 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$$

Rejtek ist gegenüber von Nagymező um 2,9 Grad wärmer in den 15^h-Beobachtungen (dies entspricht einem Gradienten von

$$1,26 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$$

und ist um 1,9 Grad kälter in den 22^h-Beobachtungen dies entspricht einem Gradienten von

$$0,83 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$$

Zwischen Rejtek und Kurtabérc treten die extremsten Tempe-

raturabweichungen um 14^h und 22^h ein, mit einem Temperaturgradienten von
1,22 °C/100 m
bzw. von

—1,22 °C/100 m

Die gewaltigen Temperaturabweichungen, welche Nagymező und Kurtabérc gegenüber von Rejte k aufweisen, werden durch die morphologischen Unterschiede der betreffenden Beobachtungsstellen erklärt.

Am ausgeglichensten verhält sich die Temperatur an den untersuchten Stationen um 19^h, zu diesem Zeitpunkt besteht in den Temperaturen (von Szárazvölgy abgesehen) nur ein Unterschied von 0,5 Graden. In der Stunde zwischen 18^h und 19^h ist der Temperaturunterschied zwischen den Stationen noch geringer.

Dort wo auch Bodentemperatur-Beobachtungen durchgeführt wurden, haben wir die Tagesextremwerte der Temperatur nach dem Bewölkungsgrade gruppiert. Im folgenden werden Mittelwerte für die obengenannten 5 heiteren und 3 bedeckten Tage dargestellt. Ausserdem wurden aus den wolkigen Tagen 7 Tage ausgewählt, die übrigen wurden ausser Acht gelassen, denn es ergaben sich, trotz der verhältnismässig geringen Entfernungen, bedeutende Abweichungen in den täglichen Mittelwerten der Bewölkung. So wechselte z. B. am 2. und 3. August die Bewölkung an den verschiedenen Beobachtungsstellen zwischen 47 und 70%, am 4. August zwischen 45 und 90%.

Die durchschnittlichen Werte der Maxima und der Minima der Lufttemperatur und die durchschnittlichen Werte der Amplitude werden in Tabelle III. dargestellt.

Tabelle III.

Durchschnittliche Maxima der Lufttemperatur (M), durchschnittliche Minima der Lufttemperatur (m) und Amplituden (ΔT) für verschiedene Bewölkungsstufen.

Stationen	Heiter			Wolkig			Bedeckt		
	M	m	ΔT	M	m	ΔT	M	m	ΔT
Rejte k (550 m)	24,9	9,2	15,7	22,0	9,0	13,0	18,9	11,7	7,2
Kurtabérc (730 m)	23,2	10,3	12,9	20,4	8,1	12,3	18,0	11,7	6,3
Hármaskút (910 m)	22,5	11,5	11,0	19,7	10,4	9,3	17,1	11,6	5,5

Eine Tendenz ist ersichtlich, wonach die Maxima und die Amplituden mit der Höhe abnehmen. Betreffend dieser Tendenz findet man in dem Buche R. GEIGER's (1961) reichliche literarische Hinweise. H. AULITZKY (1961, 1962, 1968) und H. TURNER (1958) erhielten in höheren Lagen im Grossen und Ganzen auch ähnliche Resultate. Den Höhenverhältnissen des Bükk-Gebirges (aber nicht dem Charakter dieses Gebirges) entsprechen mehr die Untersuchungen von A. BAUMGARTNER und G. HOFFMAN (1957), welche an den Hängen des Grossen Falkensteins in Bayern durchgeführt wurden. Ebenfalls hier soll an die Beobachtungsergebnisse von J. JUSTYÁK (1964) hingewiesen werden, der am Südrande des Nagy-Kopasz-Berges im Weinbaugebiet Tokaj an elf Beobachtungsstellen Messungen ausführte.

Wir sind nicht in der Lage, das Vorhandensein einer warmen Hangzone nachzuweisen, einesteiis weil das Stationsnetz für solche Zwecke nicht dicht genug war, und andererseits, weil auch der Hang kein gleichmässiger ist. Wir hätten es erwarten können, dass die Minima der Lufttemperatur an den heiteren Tagen am geringsten sein werden, hingegen mussten wir feststellen, dass die Nächte nach den bewölkten Tagen die kühlsten sind.

Die Erklärung dieser Tatsache kann im Tagesgange der Bewölkung gesucht werden. Namentlich ist der Bewölkungsgrad bei Nacht geringer als bei Tage und nach der gemässigten Insolation bei Tage ist die nächtliche Ausstrahlung weniger behindert. Die Temperaturminima sind am geringsten am K u r t a b é r c, was mit der morphologischen Lage dieser Beobachtungsstelle in Zusammenhang steht. Doch kann dieser Umstand auch aus den absoluten und durchschnittlichen Werten der Minima am N a g y m e z ő belegt werden (S. Tabelle I.). Diese Erscheinung ist, wenn auch nicht identisch, doch wenigstens verwandt mit der Erscheinung, die bei H. G. KOCH (1961), Abb. 13, als „Temperatur- und Geländeprofil Russtiegelgrund bis Grosser Alsbachsberg bei Scheibe als Beispiel für die Abhängigkeit der Temperaturverteilung von dem Hangrelief“ angeführt wird. *Auch hier kann es belegt werden, dass die orographischen und morphologischen Formen eine wesentliche Modifizierung der aus der Höhenlage sich ergebenden Temperaturverhältnissen mit sich bringen können.*

Setzt man die Temperaturamplituden für heiteren Tagen gleich 100%, so hat man an den bedeckten Tagen Amplituden von 45,9% in R e j t e k, 48,8% am K u r t a b é r c und 50,0% in H á r m a s k ú t. Somit kann an bedeckten Tagen nur mit einer halb so grossen Temperaturamplitude gerechnet werden.

Setzt man den Durchschnittswert von heiteren Tagen in R e j t e k gleich 100%, so erhält man für K u r t a b é r c eine Amplitude von 82,2%, für H á r m a s k ú t eine Amplitude von 70,0%. Dies sind gleichzeitig die grössten Abweichungen zwischen den verschiedenen Höhenlagen. An bedeckten Tagen sind die Unterschiede geringer. Wird der Wert für R e j t e k wieder 100% gleichgesetzt, dann hat man für K u r t a b é r c 87,5% und für H á r m a s k ú t 76,4%. Die Abweichungen der Amplituden müssen aber noch als geringer angenommen werden, denn selbst an diesen regnerischen, bedeckten Tagen gab es einige Zehntelstunden Sonnenscheindauer.

Temperaturen des bodennahen Luftraumes an der Wiese

Die mikroklimatologischen Messungen, welche an den drei Beobachtungsstellen mittels Widerstandsthermometern ausgeführt wurden, bekräftigen noch weiter die Ergebnisse über die mit der Höhenlage in Zusammenhang stehenden Temperaturabweichungen. In Tabelle IV. werden die Maxima und Minima der Lufttemperatur an heiteren Tagen dargestellt.

An allen drei Beobachtungspunkten findet man, dass mit der Entfernung über den Boden die Temperaturmaxima abnehmen, und die Temperaturminima zu nehmen. Die Lufttemperatur ist am höchsten in R e j t e k, am geringsten am H á r m a s k ú t. Für die letztgenannte Beobachtungsstelle ist es auch kennzeichnend, dass im Höhenintervall von 1 m bis 4 m die Maxima der Lufttemperatur annähernd den gleichen Wert besitzen. Dies kann durch

Tabelle IV.

Maxima (*M*), Minima (*m*), und Tagesamplituden (ΔT) der Lufttemperatur an einer Gebirgswiese an heiteren Tagen (nach Messungen mit Widerstandsthermometer)

Höhe	Rejtek			Kurtabérc			Hármaskút		
	Max.	min.	ΔT	Max.	min.	ΔT	Max.	min.	ΔT
10 cm	29,5	7,8	21,7	25,2	8,1	17,1	23,5	10,2	13,3
50 cm	27,5	8,0	19,5	24,5	9,0	15,5	21,4	10,5	10,9
100 cm	26,9	8,1	18,8	23,4	9,3	14,1	21,0	11,4	9,6
150 cm	26,6	8,2	18,4	23,3	9,5	13,8	21,0	11,5	9,5
300 cm	26,2	8,7	17,5	22,7	9,8	12,9	21,1	11,8	9,3
400 cm	26,1	9,0	17,1	22,6	10,0	12,6	20,9	12,2	8,7
500 cm				22,4	10,3	12,1			

die lebhaftere Luftbewegung bei Tage erklärt werden, die es bewirkt, dass die kräftigere tägliche Erwärmung nur auf die unterste 50-cm-Schicht beschränkt wird. Ein Wert, der dem Temperaturmaximum der klimatologischen Station an heiteren Tagen entspricht (S. Tabelle III.) kann innerhalb des mikroklimatischen Raumes nur in einer Höhe von 20 bis 30 cm beobachtet werden. An der klimatologischen Station ist der durchschnittliche Wert des Temperaturminimums gleich den Minimumtemperaturen eines Thermometers, der in 150 cm Höhe über dem Boden angebracht ist; demzufolge ist die durchschnittliche Temperaturamplitude gleich dem für 40–50 cm Höhe gültigen Werte der Differenz $T_{\max} - T_{\min}$ ($= \Delta T$). (Die in der Wetterhütte gemessenen Maxima und Minima der Lufttemperatur am Kurtabérc entsprechen den Temperaturdurchschnittswerten, welche im mikroklimatischen Raume in einer Höhe von 160 cm, bzw. 500 cm gemessen wurden, und der Wert ΔT entspricht den Werten, die im mikroklimatischen Raume in einer Höhe von 300 cm erhalten wurden.)

Die an der Bergwiese von Rejtek gemessenen Werte T_{\max} und T_{\min}

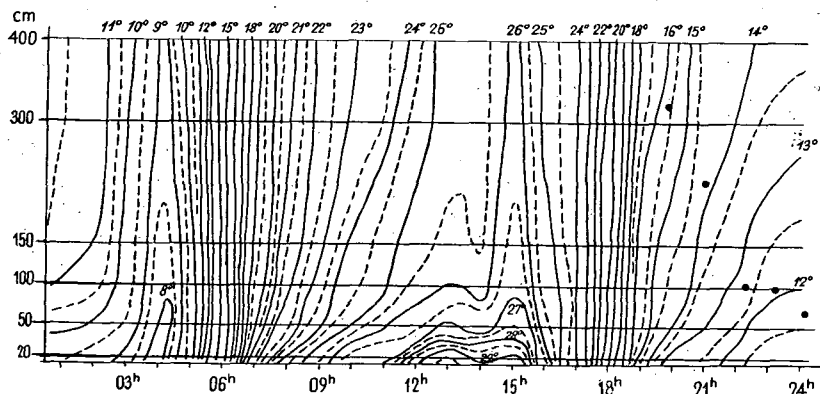


Abb. 6. Isoplethen der Lufttemperatur an heiteren Tagen an einer Bergwiese (Rejtek).

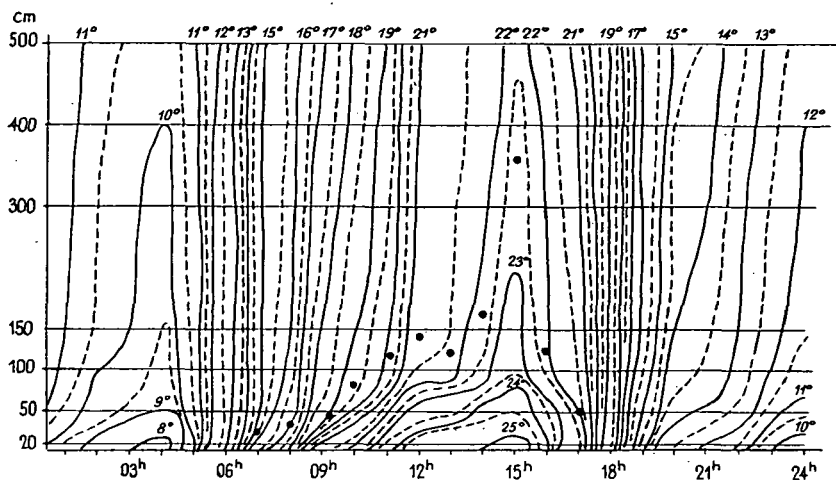


Abb. 7. Isoplethen der Lufttemperatur an heiteren Tagen an einer Bergwiese (Kurtabérc)

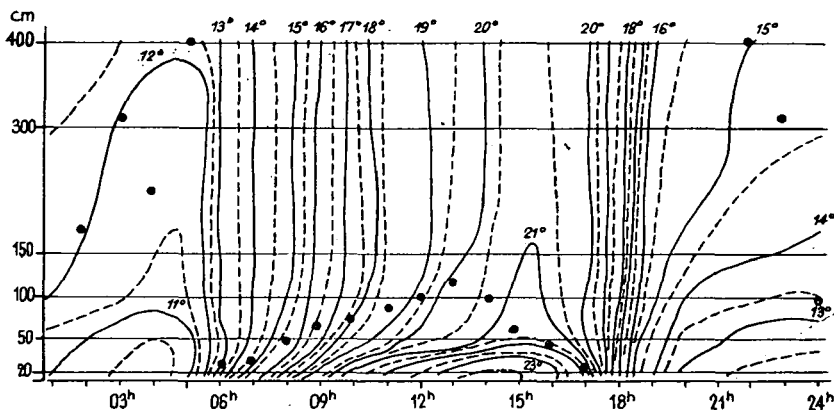


Abb. 8. Isoplethen der Lufttemperatur an heiteren Tagen an einer Bergwiese (Hármaskút)

sind in keinem Niveau gleich den in der Hütte gemessenen Werten. Das für die Hütte gültige T_{\max} hat einen niedrigeren Wert als alle übrigen Werte T_{\max} , hingegen hat T_{\min} in der Hütte einen höheren Wert als die übrigen Werte T_{\min} . Demzufolge besitzt auch ΔT einen höheren Wert in der bodennahen Luftschicht.

An den Abbildungen 6, 7 und 8 werden die Temperaturisoplethen der drei Beobachtungsstellen dargestellt. Auch die in der Hütte gemessenen Temperaturen sind in diesen Abbildungen mittels Zeichen eingetragen, und daraus geht es hervor, mit welchen mikroklimatologischen Niveaus die in der Hütte gemessenen Werte übereinstimmen. Ausgehend von diesen Zeichen sind in der Richtung nach dem Boden die Nachttemperaturen niedriger, und die Tagestemperaturen höher als in der Hütte. Die Reihe dieser Zeichen gibt annäherungsweise auch die vertikale Erstreckung des mikroklimatischen Gebietes

im vermessenen Raume an, und gleichzeitig wird durch ihr auch die Grenze des grösseren Temperaturgradienten angegeben. In Fällen, in welchen die in der Hütte festgestellten Temperaturwerte nicht mit Temperaturen im mikroklimatischen Raume identifiziert werden können, muss es vorausgesetzt werden, dass die vertikale Erstreckung des mikroklimatischen Gebietes grösser ist als die der vermessenen Luftschicht.

Werden die Temperaturisoplethen von H á r m a s k ú t, K u r t a b é r c und R e j t e k aus diesem Gesichtspunkte untersucht, so kann es festgestellt werden, dass am H á r m a s k ú t die vertikale Erstreckung des mikroklimatischen Raumes zur Zeit der Einstrahlung nicht einmal eine Höhe von 150 cm erreicht, in den Abendstunden erstreckt sich aber die selbe auf die ganze untersuchte Luftschicht und sogar noch weiter nach oben, und von Mitternacht bis 6—7^h am Morgen erstreckt sie sich bis zur Höhe von 300 cm.

Am K u r t a b é r c nimmt die Vertikalerstreckung von Tagesanbruch an stetig zu bis zu einer Höhe von 300 cm (um 14^h), dann erfolgt eine rapide Schrumpfung, und vom Abend bis zum Morgen erstreckt sich die sich ansammelnde kalte Luftschicht, welche noch dem mikroklimatischen Raume zuge-rechnet werden muss, bis über 5 m Höhe.

In R e j t e k erstreckt sich das mikroklimatische Gebiet bei Tage und bei Nacht höher als der durch Messungen erfasste Raum.

Lufttemperaturen im Walde

Natürlich dürfen die mikroklimatischen Verhältnisse der Wälder nicht auf der obigen Grundlage beurteilt werden, da die vertikale Erstreckung des mikroklimatischen Gebietes im Walde von der Baumhöhe und von dem Grade des Zusammenschlusses der Laubkronen abhängt. Dementsprechend wurden im Laufe unserer Untersuchungen keine Wetterhütten innerhalb des Waldes errichtet, auch schon deswegen nicht, weil mit der Ausnahme des Nadelholzbestandes am Kurtabérc, hierzu das Fällen von Bäumen erforderlich gewesen wäre, und dadurch der Waldbestand eine Störung erlitten hätte. In der Tat waren am K u r t a b é r c Thermometer nur in der Stammzone des Nadelholzes angebracht, hingegen wurden in R e j t e k und am H á r m a s k ú t die hängenden Thermometer in der Laubkronenzone eines jungen Buchenbestandes untergebracht.

Die von uns durchgeführten Waldtemperaturmessungen (Tabelle V.) zeigen für alle drei Stationen, dass sowie zur Zeit der Maxima, wie auch zur Zeit der Minima die vertikalen Temperaturunterschiede sehr gering ausfallen.

Alle drei Waldbestände erwärmen sich gleichmässig und dasselbe gilt auch für die Abkühlung. Dennoch bestehen auch charakteristische Unterschiede. Im jungen Buchenbestand von R e j t e k wird die warme Luft in Bodennähe angehäuft (zwischen 150 und 200 cm), in grösserer Höhe findet man eine gewisse Abnahme der Lufttemperatur, was durch die lebhaftere Luftbewegung am Tage erklärt werden kann. Die Minima weisen in der untersten 4-meter-Schicht sehr geringe Abweichungen auf. Im Fichtenbestand am Kurtabérc beweisen sowie die Maxima als auch die Minima das Vorhandensein einer Temperaturinversion. Die gleiche Lage wird auch bei H á r m a s k ú t getroffen (S. die Abbildungen).

Die Temperaturunterschiede zwischen Wiese und Wald werden in Tabelle VI. dargestellt. Bei der Berechnung dieser Tabelle wurden aus den Angaben

Tabelle V.

Maxima (M), Minima (m) und Amplituden (ΔT) der Lufttemperatur an heiteren Tagen im Walde. (Nach Messungen mit Widerstandsthermometern).

Höhe	Rejtek			Kurtabérc			Hármaskút		
	Max.	min.	ΔT	Max.	min.	ΔT	Max.	min.	ΔT
10 cm	25,8	8,7	17,1	20,6	9,8	10,8	18,7	10,7	8,0
50 cm	25,7	8,8	16,9	20,9	10,0	10,9	19,3	11,2	8,1
100 cm	25,8	8,9	16,9	20,9	10,1	10,8	19,5	11,6	7,9
150 cm	25,8	8,9	16,9	21,0	10,3	10,7	19,8	11,8	8,0
300 cm	25,3	8,8	16,5	21,0	10,7	10,3	19,6	11,8	7,8
400 cm	25,4	8,7	16,7	21,0	10,6	10,4	19,2	11,3	7,9

Tabelle VI.

Durchschnittliche Temperaturunterschiede an heiteren Tagen (Wiese—Wald)

Höhe	Rejtek (550 m NN)		Kurtabérc (730 m NN)		Hármaskút (910 m NN)	
	Max.	min.	Max.	min.	Max.	min.
10 cm	3,7	—0,9	4,6	—3,8	4,8	—0,5
50 cm	1,8	—0,8	3,6	—1,0	2,1	—0,7
100 cm	1,1	—0,8	2,5	—0,8	1,5	—0,2
150 cm	0,8	—0,7	2,3	—0,8	1,2	—0,3
300 cm	0,9	—0,1	1,7	—0,9	1,5	0,0
400 cm	0,7	0,3	1,6	—0,6	1,4	0,6

der auf der Wiese errichteten Beobachtungsstelle die Angaben der Waldstation subtrahiert.

An allen drei Beobachtungsstellen findet man die höchsten Temperaturunterschiede zwischen den beiden Stationen in einer Höhe von 10 cm. Auch durch die Arbeit von R. LÜTZKE (1961) wird es bekräftigt, dass die grössten

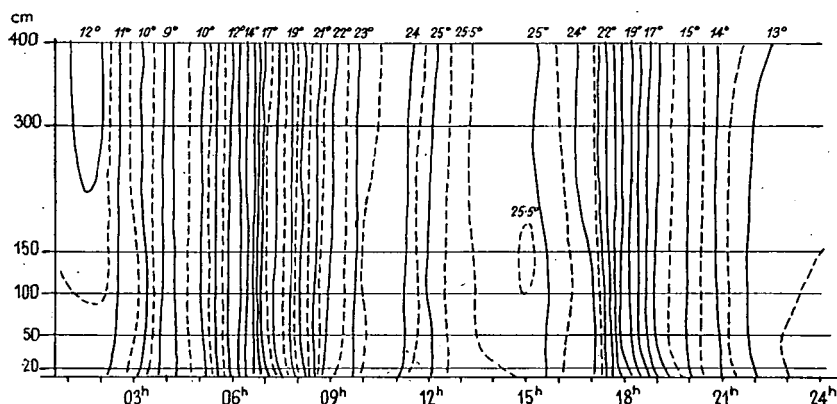


Abb. 9. Isoplethen der Lufttemperatur an heiteren Tagen, junger Buchenbestand (Rejtek).

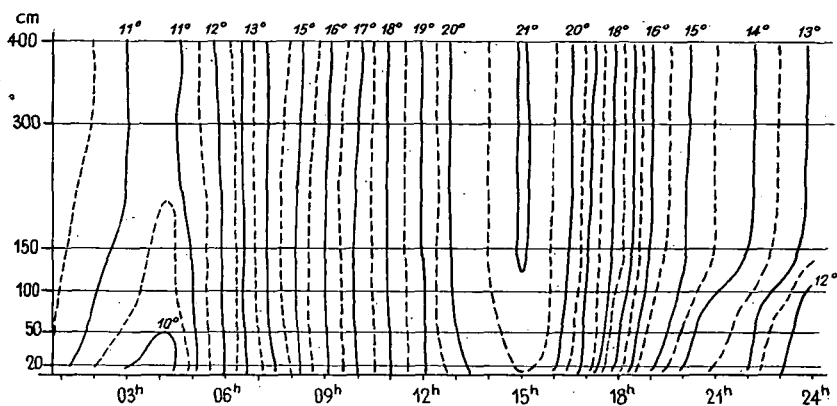


Abb. 10. Isoplethen der Lufttemperatur an heiteren Tagen, 50 Jahre alter Nadelholzbestand (Kurtabérc).

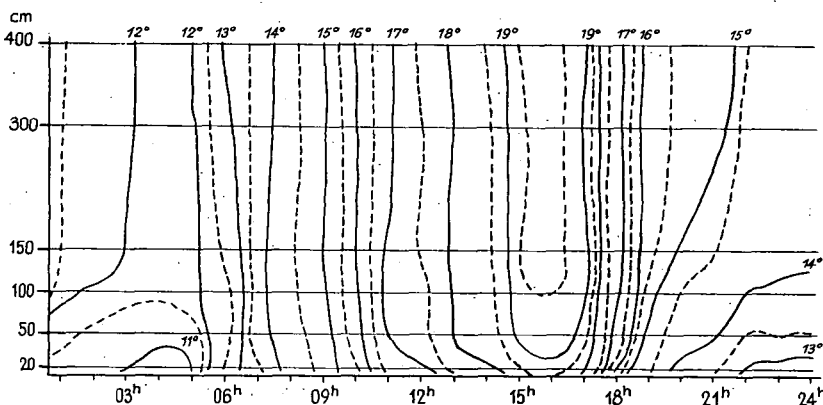


Abb. 11. Isoplethen der Lufttemperatur an heiteren Tagen, junger Buchenbestand (Hármaskút)

Unterschiede in der Lufttemperatur zwischen Wiese und Wald in Bodennähe aufzufinden sind. Die beschattende Wirkung der Baumkronen kommt in der untersten 4-meter Schicht des Waldbestandes zur Geltung. Zur Zeit des Temperaturminimums wird der grösste Schutz gegenüber der Ausstrahlung durch den alten 40 m hohen Kiefernbestand geboten, in allen Messungsniveaus ist hier die Temperatur höher als im offenen Gelände. Gleichzeitig muss in den jungen Buchenbeständen in der Höhe von 3 bis 4 m mit einer tätigen Oberfläche gerechnet werden und in 4 m Höhe ist die Temperatur, wenn auch in geringem Ausmasse, niedriger als in 4 m Höhe über der Wiese.

In den Maximumtemperaturen findet man die höchsten Temperaturunterschiede zwischen Wiese und Wald am Kurtabérc (durchschnittlich 2,7 Grade), was offenbar als eine Wirkung der Pflanzenbedeckung aufzufassen ist. In Hármaskút ist der Temperaturunterschied zwischen Wiese und

Wand in allen Niveaus höher (durchschnittlich 2,1 Grade) als in Rejtek (durchschnittlich 1,5 Grade). Diese Unterschiede stehen wahrscheinlich mit der Seehöhe in Zusammenhang.

Unterschiede der Lufttemperatur in Mikroklimatischen Räumen die in verschiedenen Seehöhen liegen

Um eine Bewertung der in verschiedenen Seehöhen gelegenen mikroklimatischen Räume zu erlangen, unternehmen wir den Versuch, die Maxima bzw. die Minima der Lufttemperatur je durch eine einzige Grösse zu kennzeichnen. Dieselben bilden wir, indem wir Durchschnittswerte aus den Maxima aller Beobachtungsniveaus (von 10 cm bis 400 cm) sowie Durchschnittswerte aus den Minima aller Beobachtungsniveaus herstellen. Diese Durchschnittswerte für die Schicht 10—400 cm und die auf dieser Grundlage festgestellten Amplituden wurden in Tabelle VII. zusammengefasst.

Tabelle VII.

Durchschnittliche Maxima, Minima und Tagesamplituden der Lufttemperatur an heiteren Tagen über der Wiese und im Walde

	Rejtek		Kurtabére		Hármaskút	
	Wiese	Wald	Wiese	Wald	Wiese	Wald
Max. °C	27,1	25,6	23,6	20,9	21,5	19,4
Min. °C	8,3	8,8	9,3	10,3	11,3	11,5
ΔT °C	18,8	16,8	14,3	10,6	10,2	7,9

Wie in Tabelle III., so ist auch hier ersichtlich, dass die Temperaturmaxima mit der Seehöhe abnehmen, die Temperaturminima hingegen ansteigen, und folglich ergibt sich natürlich auch eine Abnahme der Tagesamplitude der Temperatur.

Werden die Lufttemperaturunterschiede der auf den einzelnen Isohypsen liegenden Beobachtungsstellen auf 100 m betragende Höhenunterschiede bezogen, so können wir gewisse Anhaltspunkte über den Zusammenhang erhalten, der zwischen der Seehöhe und der Temperaturabnahme besteht.

In der Tabelle VIII. werden die Temperaturunterschiede an heiteren Tagen in Einheiten von °C/100 m mitgeteilt. (Abkürzungen für die Beobachtungsstellen: R = Rejtek, K = Kurtabére, H = Hármaskút).

Im Falle der T_{\max} betragen die Temperaturunterschiede zwischen je zwei Beobachtungsstellen sowie an der Wiese wie auch im Walde höhere Werte als die aus den Hüttenbeobachtungen erhaltenen Angaben. Auch sind die Tagesamplituden der Temperatur an der Wiese und im Walde grösser als in den Hüttenbeobachtungen. Zwischen Rejtek und Hármaskút weisen die auf der Wiese gemessenen durchschnittlichen Temperaturamplituden, auf Grund des Höhenunterschiedes, eine Abweichung von

2,39 °C/100 m

auf. Für die beiden Wälder ergibt sich eine ähnliche Tagesamplitude der Temperatur, namentlich

2,47 °C/100 m.

Tabelle VIII.

Lufttemperaturunterschiede (in °C/100 m) an heiteren Tagen

Paare von Beobachtungsstellen	T _{max}			T _{min}			T _{max} —T _{min}		
	Hütte	Wiese	Wald	Hütte	Wiese	Wald	Hütte	Wiese	Wald
R—K	0,94	1,93	2,61	—0,61	—0,56	—0,83	1,56	2,50	3,44
R—H	0,67	1,56	1,72	—0,64	—0,83	—0,75	1,31	2,39	2,47
K—H	0,39	1,17	0,83	—0,67	—1,11	—0,67	1,06	2,28	1,50

Zur Zeit des Eintretens des Temperaturmaximums T_{max} ist die Erwärmung des Waldes in H á r m a s k ú t im Vergleich zu R e j t e k geringer als die gleichzeitige Erwärmung der Wiese, hingegen ist zur Zeit des Temperaturminimums T_{min} die Abkühlung auf der Wiese stärker. Dies ist der Grund für die Tatsache, dass die Abnahme der Temperatur mit der Höhe sowie an der Wiese als auch im Walde nahezu in gleicher Weise vor sich geht, was eine wesentliche Abweichung von den in der Klimahütte gemässenen Angaben bedeutet.

Bei den Temperaturminima ersieht man, dass der vertikale Temperaturunterschied nur halb so gross zwischen R e j t e k und K u r t a b é r c ausfällt als zwischen K u r t a b é r c und H á r m a s k ú t. Dies beweist (im Vergleich mit den Klimabeobachtungen) dass die Abkühlung der Wiese am K u r t a b é r c auf ihre Höhenlage bezogen eine kräftigere ist.

Der Eintritt der Temperaturmaxima bzw. Minima erfolgt nicht unbedingt in einer synchronen Weise, und aus diesem Grunde errechneten wir die Temperaturunterschiede zwischen den in verschiedener Seehöhe aufgestellten Stationen für die einzelnen Tagesstunden an heiteren Tagen.

Zwischen R e j t e k - Wiese und H á r m a s k ú t - Wiese tritt die grösste Temperaturabweichung um 8^h auf und beträgt 7,2—7,3 Grade (in einer Höhe von 10 bzw. 50 cm). Im allgemeinen treten nach 8^h die Werte des Temperaturunterschiedes von 6 Graden auf und dieser Wert besteht unter gewissen Rückfällen bis zu 15^h. Identische, oder annähernd identische Temperaturen treten um 20^h und zwischen 5^h und 6^h auf. Zur *Nachtszeit gibt es eine Temperaturinversion, d. h. der Luftraum der Wiese zu Rejteck ist kühler als derselbe der Wiese am Hármaskút.* Der grösste Temperaturunterschied wurde um 4^h in einer Höhe von 100—150 cm gefunden, derselbe betrug 3,3 Grade.

Der Grund für den maximalen Temperaturunterschied, der

$$2,00—2,02\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$$

beträgt, ist in der gewaltigen Erwärmung des Luftraumes von R e j t e k zu suchen, und der maximale Temperaturunterschied am Morgen, dessen Betrag

$$0,9\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$$

ist, verschiebt sich deswegen in die Höhenlage von 100—150 cm, weil am H á r m a s k ú t die Anhäufung der kalten Luft nicht so kräftig ist, als an der Wiese in R e j t e k.

Im Vergleich der beiden Wälder kommt es öfter vor, dass (hauptsächlich

in der Höhe von 10 cm) die Temperatur in der Zeit zwischen 10^h und 13^h in Rejtek um 8 Grade höher ist, d. h. ein Gradient von
2,25 °C/100 m

besteht, hingegen ist dieselbe am Morgen in der Höhe von 400 cm um 3,1 Grade niedriger, d. h. der Gradient beträgt
0,86 °C/100 m.

Zwischen 6 und 7 Uhr sind die Temperaturen der beiden Wälder annähernd identisch, hingegen ist am Abend um 19—20 Uhr die Temperatur nur in der Schicht 150—400 cm identisch, und in Bodennähe tritt die Identität der Temperaturen erst um 22^h ein.

An unseren in verschiedener Seehöhe liegenden Stationen haben wir auch noch die Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung untersucht. Zu diesem Zwecke wurden die Temperaturunterschiede in der Zeit von 4^h bis 7^h und in der Zeit von 17^h und 20^h festgestellt (Tabelle IX.). Aus den

Tabelle IX.

Geschwindigkeit der Erhöhung und der Abnahme (—) der Lufttemperatur, °C/Stunde

	Wiese		Wald		Klimahütte	
	(4—7h)	(17—20h)	(4—7h)	(17—20h)	(4—7h)	(17—20h)

Rejtek (550 m NN)

10 cm	4,53	—3,80	2,67	—2,90	1,67	—2,80
50 cm	3,97	—3,47	2,77	—2,93		
100 cm	3,83	—3,30	2,87	—3,13		
150 cm	3,73	—3,20	2,87	—3,07		
300 cm	3,30	—2,93	2,90	—2,93		
400 cm	3,13	—2,77	2,87	—2,90		

Kurtabérc (730 m NN)

10 cm	2,67	—3,33	1,20	—1,57	1,20	—1,80
50 cm	2,00	—2,97	1,17	—1,50		
100 cm	1,87	—2,57	1,23	—1,40		
150 cm	1,80	—2,50	1,17	—1,40		
300 cm	1,70	—2,23	1,03	—1,37		
400 cm	1,63	—2,10	1,03	—1,43		
500 cm	1,50	—1,97				

Hármaskút (910 m NN)

10 cm	1,73	—3,00	0,90	—1,50	1,00	—1,43
50 cm	1,20	—2,57	0,83	—1,60		
100 cm	0,90	—2,17	0,67	—1,53		
150 cm	0,83	—1,93	0,67	—1,43		
300 cm	0,73	—1,67	0,67	—1,30		
400 cm	0,67	—1,57	0,63	—1,33		

Angaben der Klimahütten geht es hervor, dass *die Geschwindigkeit der Erwärmung sowie der Abkühlung mit der Höhe abnimmt. Am Abend ist die Geschwindigkeit der Temperaturänderung grösser als am Morgen.*

Im wesentlichen findet man die gleichen Besonderheiten auch in den Lufträumen der Bergwiesen. Die einzige Ausnahme kann in Rejték beobachtet werden, wo die Geschwindigkeit der morgendlichen Erwärmung eine grössere war als die der abendlichen Abkühlung. Die Gründe hierfür sollten in der Horizontbeschränkung nach Westen des betreffenden Gebietes und in seiner morphologischen Lage gesucht werden (Siehe Abb. 2). Im Walde des in Frage stehenden Gebietes hat, wenn auch in geringem Ausmasse, die abendliche Abkühlung eine etwas grössere Geschwindigkeit als die morgendliche Erwärmung.

Es kann zweifellos festgestellt werden, dass an allen den drei untersuchten Wiesen die Geschwindigkeiten der Erwärmung und der Abkühlung von dem Boden nach der Höhe zu abnehmen. Dies ist eine natürliche Folge der im mikroklimatischen Raume vorhandenen Temperaturverteilung.

In den Wäldern besteht vom Boden bis zu einer Höhe von 400 cm in den Temperaturänderungen am Morgen und am Abend nur ein Unterschied von 0,1—0,2 °C.

Auf Grund der Angaben der Tabelle III. kann es weiter festgestellt werden, dass *die Geschwindigkeit der Temperaturänderungen am Morgen und am Abend bei steigender Seehöhe abnimmt.* Die Verlangsamung der Temperaturänderung ist für den Morgen bedeutender als für den Abend. Diese Feststellung besitzt ihre Gültigkeit sowie für die bodennahe Luftschicht der Wiese als auch für die des Waldes. Freilich (da die Temperaturänderung im Luftraume über den Bergwiesen mit grösserer Geschwindigkeit vor sich geht) ist auch die Einwirkung der Seehöhe eine grössere als im Walde.

Es soll erwähnt werden, dass von den an Abb. 8 der Arbeit von A. BAUMGARTNER und G. HOFMANN (1957) dargestellten Temperaturisoplethen (die sich auf in verschiedener Seehöhe sich befindenden forstmeteorologischen Stationen beziehen) die Abnahme der Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung mit der Höhe abgelesen werden kann, doch zeigen hier die Isoplethen, dass die Geschwindigkeit der morgendlichen Erwärmung in diesem Falle grösser war als die der abendlichen Abkühlung.

Diese Abweichung gegenüber den Ergebnissen unserer Untersuchungen im Bükki-Gebirge kann eine Folge des Umstandes sein, dass die in der erwähnten Arbeit behandelten Beobachtungsangaben zur Zeit einer Sonnendeklination von 0° (am 21. und 22. September) gewonnen wurden und die dort untersuchten Stationen auf einem nahezu gleichmässigen WSW-Hange gelegen waren.

Die Bodentemperatur

Die Bodentemperaturen wurden in den Tiefen von 2, 5, 10, 15 und 20 cm in Rejték Kurtabérc und Hármaskút stündlich beobachtet. Die Extremwerte der Bodentemperaturen werden somit durch die höchsten und niedrigsten Stundenmittel ausgedrückt, und eben aus diesem Grunde werden bei dem Vergleich mit den Hütten-temperaturen nicht die Extremwerte der Lufttemperatur, sondern auch in diesem Falle die höchsten und niedrigsten Stundenmittel herangezogen.

Die Angaben wurden nach heiteren Tagen (0—20% Bewölkung), wolkigen Tagen

(21—79%) und bedeckten Tagen (80—100%) gruppiert. Nur im Falle von H á r m a s k ú t wurden die Bodentemperaturen an bedeckten Tagen nicht mit angeführt, weil hier an einem regnerischen Tage Störungen bei der Ausführung der Beobachtungen vorgefallen waren.

Es wird versucht, die Werte der Bodentemperatur nach dreierlei Gesichtspunkten kurz zu besprechen:

- a) *Einfluss der Bewölkung auf die Bodentemperatur.*
- b) *Bodentemperatur-Unterschiede zwischen Wiese und Wald*
- c) *Einfluss der Seehöhe auf die Bodentemperatur.*

Einfluss der Bewölkung auf die Bodentemperatur

Auf der Wiese ist an heiteren Tagen der wahre Tagesmittelwert der Bodentemperatur in allen Tiefen höher als an der gleichen Station an wolkigen Tagen. Die einzige Ausnahme findet sich in H á r m a s k ú t, wo die Temperatur in den Tiefen von 10 und 15 cm gleich hoch und in der Tiefe von 20 cm um 0,1 Grad höher ist als an wolkigen Tagen. An den bedeckten Tagen ist das wahre Temperaturmittel annähernd gleich hoch als an den wolkigen Tagen (S. Tabelle X.).

Den grössten Temperaturunterschied zwischen heiteren und wolkigen Tagen (1,7 Grade) finden wir zu R e j t e k in der Tiefe von 2 cm. In K u r t a b é r c hat man in der gleichen Tiefe nur noch 1,1 Grade, in H á r m a s k ú t nur 0,6 Grade an den wolkigen Tagen in Vergleich zu den heiteren Tagen.

Freilich nimmt die Tagesamplitude der Temperatur nach unten konsequent ab an allen Beobachtungsstellen, und in allen Kategorien der Bewölkungsgrade. Die selbe Tendenz beobachtet man auch bei den Maxima der Bodentemperatur.

Die Maxima der Bodentemperatur sind am höchsten an den heiteren Tagen und am niedrigsten an den bewölkten Tagen. Daraus geht es hervor, dass an den Gebirgswiesen, wie überhaupt im offenen Gelände, die Tagesamplituden und die Maxima der Bodentemperatur in den oberen Bodenschichten mit zunehmender Tiefe und auch mit zunehmender Bewölkung abnehmen.

In R e j t e k und K u r t a b é r c sind die Maxima der Bodentemperatur an wolkigen Tagen in allen Tiefen niedriger als bei heiterem Wetter. Infolge des Tagesganges der Bewölkung ist die Tageserwärmung des Bodens gemässiger, wogegen bei Nacht die geringere Bewölkung ein geringeres Hindernis für die Ausstrahlung bildet und die Böden erleiden eine Abkühlung. Hingegen bei bedecktem Wetter, namentlich, wenn die Himmelbedeckung im Laufe der ganzen Nacht eine vollkommene ist, liegen die Minima der Bodentemperatur höher als bei heiterem Wetter.

In H á r m a s k ú t liegen — wenn auch in geringerem Grade — die Minima der Bodentemperatur an den wolkigen Tagen ebenfalls höher als bei heiterem Wetter. Hier spielt aber auch der Umstand eine Rolle, dass an dem zu den heiteren Tagen gerechneten 31. Juli, 4. und 7. August bei Sonnenaufgang vorübergehende Wolkendurchzüge sich abgespielt hatten, durch welche ebenfalls eine Mässigung der Ausstrahlung bewirkt wurde. Wie aus der Tabelle X. ersichtlich ist, sind in R e j t e k und H á r m a s k ú t nach den Beobachtungen in der Hütte die Lufttemperaturen niedriger an bewölkten Tagen als

Tabelle X.

Boden- und Lufttemperaturen (in Hütte und auf der Wiese) nach Bewölkungsgraden geordnet

Stationen		Heitere Tage					Bewölkte Tage					Bedeckte Tage				
		Wahres Tempe- ratur- mittel	Max.	min.	Max.— min.	%	Wahres Tempe- ratur- mittel	Max.	min.	Max.— min.	%	Wahres Tempe- ratur- mittel	Max.	min.	Max.— min.	%
Rejtek	200 cm		24,7	10,6	14,1			22,0	9,5	12,5			17,6	12,8	4,8	
	2 cm	20,3	26,3	15,3	11,0	78,0	18,6	22,6	14,7	7,9	63,2	18,3	19,8	16,8	3,0	64,6
	5 cm	19,9	23,6	16,6	7,0	49,7	18,5	21,2	15,8	5,4	43,2	18,3	19,3	17,3	2,0	41,7
	10 cm	19,5	22,4	16,9	5,5	39,0	18,2	20,3	16,1	4,2	33,6	18,2	19,0	17,3	1,7	35,4
	15 cm	19,3	21,7	17,2	4,5	31,9	18,2	19,9	16,5	3,4	27,2	18,2	18,9	17,6	1,3	27,1
	20 cm	19,2	20,8	17,7	3,1	22,8	18,2	19,4	17,0	2,4	19,2	18,2	18,7	17,8	0,9	18,7
Kurta- bérc	200 cm		22,6	11,9	10,7			19,7	9,3	10,4			16,2	12,2	4,0	
	2 cm	17,6	21,1	14,7	6,4	59,8	16,5	19,7	14,0	5,7	54,8	16,6	17,6	15,5	2,1	52,5
	5 cm	17,4	20,3	15,0	5,3	49,5	16,5	18,7	14,3	4,4	42,3	16,4	17,2	15,6	1,6	40,0
	10 cm	17,5	19,5	15,7	3,8	35,5	16,6	18,2	15,1	3,1	29,8	16,6	17,2	16,0	1,2	30,0
	15 cm	17,2	18,3	16,1	2,2	20,6	16,6	17,5	15,6	1,9	18,3	16,7	17,0	16,4	0,6	15,0
	20 cm	16,9	17,6	16,2	1,4	13,1	16,4	16,9	15,8	1,1	10,6	16,5	16,7	16,2	0,5	12,5
Hármas- kút	200 cm		21,8	11,7	10,1			19,2	12,3	6,9						
	2 cm	14,7	18,2	12,5	5,7	56,4	14,1	15,8	12,7	3,1	45,0					
	5 cm	14,5	16,2	13,2	3,0	29,7	14,3	15,3	13,3	2,0	29,0					
	10 cm	14,0	14,9	13,3	1,6	15,8	14,0	14,5	13,5	1,0	14,5					
	15 cm	13,8	14,3	13,3	1,0	10,0	13,8	14,1	13,4	0,7	10,1					
	20 cm	13,5	13,9	13,2	0,7	6,9	13,6	13,8	13,3	0,5	7,2					

„%“, bedeutet: Tagesamplitude der Bodentemperatur, ausgedrückt in Prozenten der Tagesamplitude in der Hütte

bei heiterem Wetter, nur in H á r m a s k ú t ist der Wert etwas höher, was ebenfalls auf die Eintrübung bei Sonnenaufgang hinweist.

Der Einfluss der Bewölkung auf die Bodentemperatur wurde durch mehrere Verfasser behandelt. Siehe auch in dieser Hinsicht das Werk von R. GEIGER (1961). Über den Einfluss der Strahlung und der Bewölkung auf die Bodentemperaturen im Gebirge erhalten wir hauptsächlich aus den Arbeiten von H. TURNER (1958—a, 1959—b) einen Aufschluss. H. AULITZKY (1962) führt eine Tabelle an für die Station Obergurgl-Poschach Waldgrenze I (Seehöhe 2072 m) betreffend die Amplituden der Bodentemperatur (in 0 bis 1 cm Tiefe) nach verschiedenen Bewölkungsstufen geordnet (0—3 = heiter, 4—7 = wolkig, 8—10 = bedeckt). Natürlich können diese Angaben nicht mit den Ergebnissen, die im B ü k k - G e b i r g e gewonnen wurden, verglichen werden, infolge der Abweichungen, die betreffend der Seehöhe, der Pflanzenbedeckung und den Beobachtungstiefen bestehen. Es lohnt sich aber zu erwähnen, dass an der Alpenstation der durchschnittliche Wert der Tagesamplitude der Bodentemperatur in August 28,5 Grade betrug, an wolkigen Tagen hingegen 23,0 Grade und an bewölkten Tagen 18,6 Grade. Auf die Amplituden der heiteren Tage bezogen, beträgt die Amplitude an wolkigen Tagen 80,7%, und an bedeckten Tagen 65,3%. Die selben Vergleichsgrößen lauten für R e j t e k 71,8 und 27,3%, für K u r t a b é r c 89,1 und 38,2%, und für H á r m a s k ú t nur 54,5%.

Die Unterschiede der Tagesamplituden der Bodentemperatur an heiteren, wolkigen und bedeckten Tagen sollen nun auch mit den Werten der Lufttemperatur verglichen werden, demzufolge werden in Tabelle X. die Tagesamplituden der Lufttemperatur mitgeteilt, errechnet auf Grund der höchsten und niedrigsten Stundenmittelwerte. Die Tagesamplituden für verschiedene Bodentiefen werden auch in Prozenten der Amplituden der Lufttemperatur ausgedrückt, deren Werte in der Spalte „%“ der Tabelle X. mitgeteilt werden. Daraus geht hervor, dass *die Tagesamplituden der Lufttemperatur in jedem Falle höher ausfielen als die Tagesamplituden der Bodentemperatur, die in einer Tiefe von 2 cm und in grösseren Tiefen gemessen wurden.* Natürlich gilt diese Feststellung nicht für die Bodenoberfläche, wo die Tagesamplituden der Temperatur stets höher sind als die der Lufttemperatur.

Diese Prozentualwerte nehmen nicht nur mit zunehmender Tiefe ab, sondern sind auch vom Bewölkungsgrade abhängig. Allein in R e j t e k finden wir an bedeckten Tagen einen etwas höheren Prozentualen Wert im Vergleich zu den wolkigen Tagen.

Werden die Temperaturamplituden an heiteren Tagen mit 100 angenommen, so gelangen wir zur folgenden Tabelle.

Tabelle XI.

Tagesamplituden in Prozenten des Amplitudenwertes an heiteren Tagen

	Bewölkte Tage		Bedeckte Tage	
	Lufttemp. 200 cm	Bodentemp. 2 cm	Lufttemp. 200 cm	Bodentemp. 2 cm
Rejtek	88,7	71,8	24,0	27,3
Kurtabérc	97,2	89,1	37,2	32,8
Hármaskút	68,3	54,4	—	—

Hieraus wird es ersichtlich, dass die Tagesamplituden der Bodentemperatur eine grössere Mässigung erleiden im Vergleich zu den Tagesamplituden der heiteren Tage als es bei den Hüttentemperaturen der Fall ist. Somit *besitzt die Abnahme der Ein- und Ausstrahlung einen grösseren Einfluss auf die Erwärmung der Böden wie auf die Gestaltung der Lufttemperatur.*

Infolge der beschattenden Wirkung der Wälder gibt es im Waldboden nicht so gewaltige Temperaturunterschiede zwischen den verschiedenen Bewölkungskategorien als im Falle des Wiesenbodens.

Die wahren Temperaturmittel liegen an bedeckten Tagen höher als an heiteren und bewölkten Tagen. Sogar sind dieselben selbst an den wolkigen Tagen in der Tiefe von 5 cm und in grösseren Tiefen höher als an den heiteren Tagen. Dieselbe Tendenz kann auch bei den Minimumtemperaturen festgestellt werden. An bedeckten und auch an wolkigen Tagen liegen die Minima der Bodentemperatur höher als bei heiterem Wetter. Die Maxima der Bodentemperatur sind (mit Ausnahme von R e j t e k) an bedeckten und wolkigen Tagen höher als an heiteren Tagen.

Die Temperaturamplituden sind allgemein grösser an heiteren Tagen und dies wird nicht durch die höheren Maxima hervorgerufen, wie im Falle der Wiese, sondern hauptsächlich dadurch, dass die Minima eine geringere Abweichung von den Werten an heiteren Tagen aufweisen. Am kleinsten sind die Amplituden der Bodentemperatur bei bedecktem Wetter, und zwischen wolkigen und heiteren Tagen ist der Unterschied ein geringerer. Dies weist darauf hin, dass durch den geschlossenen Waldbestand ein besserer Strahlungsschutz geboten wird als durch den beiden jungen Buchenbeständen.

Betrachtet man Tabelle XII., so kann es festgestellt werden, dass als Folge der höheren Temperaturminima und der geringen Tagesamplitude (zu dieser Jahreszeit) die wahren Temperaturmittel bei bedecktem Wetter am höchsten liegen, und dieselben sind sogar noch an wolkigen Tagen grösser als an heiteren Tagen.

Bodentemperatur-Unterschiede zwischen Wiese und Wald

Über die Temperaturverhältnisse im Boden des Waldes erhält man entsprechende Stützpunkte aus dem Buche von R. GEIGER (1961). Nach dem Erscheinen dieses Buches wurde durch R. LÜTZKE (1961) auf Grund seiner bei Riesenthal i. n. Mark (52° 46' N; 13° 40' E) ausgeführten Untersuchungen festgestellt, dass im Sommerhalbjahr der Boden des Waldes in einer Schichtdicke von 50 cm bei Tag und bei Nacht kälter ist als der Boden in freiem Gelände.

In der Arbeit von J. SCHUBERT (1930) wird es erwiesen, dass im wärmsten Monat des Jahres der Boden des Waldes kälter ist und im kältesten Monat derselbe (mit wenigen Ausnahmen) wärmer ist, als der Boden in unbewaldeten Gebieten.

Im B ü k k — G e b i r g e zeigen die Bodentemperatur-Unterschiede zwischen Wiese und Wald (Tabelle (XIII.)), dass in allen Bewölkungskategorien und in allen Tiefen *die Bodentemperatur der Wiese stets eine höhere ist, als die Bodentemperatur im Walde.*

Die Unterschiede zwischen den Maxima sind am grössten in einer Tiefe

von 2 cm und nehmen ab gegen die tieferen Schichten. Diese Sachlage kann an heiteren und wolkeigen Tagen überall aufgefunden werden. An bedeckten Tagen bestehen zwischen den Maxima keine wesentlichen Unterschiede, dagegen findet man eine Zunahme der Unterschiede zwischen den Minima mit der Tiefe. Dies erklärt sich dadurch, dass an bedeckten Tagen die Temperaturmaxima im Boden des Waldes mit zunehmender Tiefe abnehmen, d. h. die tägliche Inversion der Bodentemperatur in den höheren Bodenschichten anzu treffen ist.

In den anderen Bewölkungskategorien hat man in Rejték und am Kurtabérc eine Zunahme der Unterschiede der Temperaturminima mit der Tiefe. In Hármaskút hat man zunächst eine Zunahme der Minima, dann eine Abnahme in grösserer Tiefe, sowohl auf der Wiese als auch im Walde, bei heiterem und wolkeigem Wetter in gleicher Weise. (S. Tabellen X. und XII.). An den Abbildungen kann es festgestellt werden, dass die tägliche Inversions schicht an der Wiese sowohl als auch im Walde innerhalb der obersten 15-cm-Schicht des Bodens angetroffen wird (S. Abb. 13, 14).

Die Tagesamplituden der Temperatur sind in allen Fällen grösser in dem Boden der Wiese, doch nehmen die Unterschiede nach unten hin ab und eine Abnahme wird auch durch die Zunahme der Bewölkung verursacht.

Die Bodentemperatur-Unterschiede zwischen Wiese und Wald für verschiedene Bewölkungskategorien sind in Tabelle XIII. zu finden. Auch daraus geht es hervor, dass *die Temperaturunterschiede mit der Zunahme der Bewölkung abnehmen. Die stetige Abnahme der Temperaturunterschiede ist sowohl für die wahren Mittelwerte, als auch für die Maxima, besonders aber für die Tagesamplituden der Temperatur kennzeichnend.* Hier ersieht man, dass in Rejték der Unterschied in den Temperaturamplituden von Wiese und Wald an bedeckten Tagen etwa auf den Viertelteil des Wertes an heiteren Tagen ab-

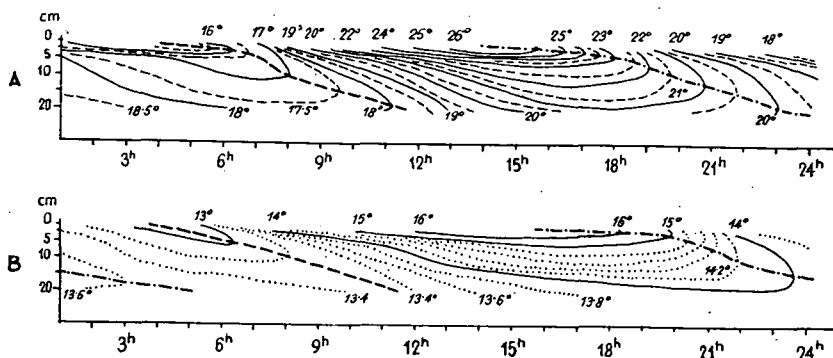


Abb. 12. Isoplethen der Bodentemperatur an heiteren Tagen in Rejték.

Zeichenerklärung:

A = an einer Bergwiese, B = im Walde.

Ausgezogene Kurven: Isoplethen für ganze Grade

Unterbrochene Kurven: Isoplethen für halbe Grade

Punktierter Kurven: Isoplethen für 0,2 Grade

Fette Ergebniskurve: Divergenzlinie (Warmschicht)

Fette unterbrochene Kurve: Konvergenzlinie (Kaltschicht)

Tabelle XII.

Bodentemperaturen im Walde, nach Bewölkungsgraden geordnet

Station	Tiefe cm	Heitere Tage					Bewölkte Tage					Bedeckte Tage				
		Wahres Tempe- ratur- mittel	Max.	min.	Max.— min.	%	Wahres Tempe- ratur- mittel	Max.	min.	Max.— min.	%	Wahres Tempe- ratur- mittel	Max.	min.	Max.— min.	%
Rejtek	2	14,6	16,5	12,8	3,7	26,2	14,5	15,9	12,7	3,2	25,6	14,8	15,5	14,1	1,4	29,2
	5	14,0	15,1	12,9	2,2	15,6	14,1	14,9	13,0	1,9	15,2	14,5	14,9	14,0	0,9	18,8
	10	13,9	14,7	13,1	1,6	11,3	13,9	14,5	13,1	1,4	11,2	14,4	14,7	14,0	0,7	14,6
	15	13,7	14,2	13,3	0,9	6,4	13,8	14,3	13,3	1,0	8,0	14,2	14,4	14,0	0,4	8,3
	20	13,6	13,9	13,4	0,5	3,5	13,8	14,0	13,6	0,4	3,2	14,1	14,2	14,0	0,2	4,2
Kurtabérc	2	12,6	13,3	11,7	1,6	15,0	12,5	13,3	11,7	1,6	15,4	13,2	13,5	12,8	0,7	17,5
	5	12,2	12,6	11,7	0,9	8,4	12,3	12,8	11,9	0,9	8,7	12,9	13,0	12,7	0,3	7,5
	10	12,0	12,5	11,6	0,9	8,4	12,0	12,4	11,6	0,8	7,7	12,7	12,8	12,5	0,3	7,5
	15	11,6	11,8	11,4	0,4	3,7	11,8	12,0	11,6	0,4	3,8	12,3	12,3	12,2	0,1	2,5
	20	11,5	11,6	11,4	0,2	1,9	11,7	11,8	11,6	0,2	1,9	12,1	12,1	12,0	0,1	2,5
Hármaskút	2	12,3	12,9	11,5	1,4	13,9	12,6	13,1	12,1	1,0	14,5					
	5	12,2	12,6	11,7	0,9	8,9	12,6	13,1	12,3	0,8	11,6					
	10	12,2	12,6	11,8	0,8	7,9	12,7	13,1	12,4	0,7	10,1					
	15	12,2	12,6	11,9	0,7	6,9	12,7	13,0	12,4	0,6	8,7					
	20	12,0	12,2	11,8	0,4	4,0	12,5	12,7	12,3	0,4	5,8					

„%“ bedeutet: Tagesamplitude der Bodentemperatur, ausgedrückt in Prozenten der Tagesamplitude in der Höhe

Tabelle XIII.

Differenzen der Bodentemperatur (Wiese-Wald), nach Bewölkungsgraden geordnet

Sta- tion	Tiefe cm	Heitere Tage				Wolkige Tage				Bedeckte Tage			
		Wahres Tempe- ratur- mittel	Max.	min.	Max.— min.	Wahres Tempe- ratur- mittel	Max.	min.	Max.— min.	Wahres Tempe- ratur- mittel	Max.	min.	Max.— min.
Rejtek	2	5,7	9,8	2,5	7,3	4,1	6,7	2,0	4,7	3,5	4,3	2,7	1,6
	5	5,9	8,5	3,7	4,8	4,4	6,3	2,8	3,5	3,8	4,4	3,3	1,1
	10	5,6	7,7	3,8	3,9	4,3	5,8	3,0	2,8	3,8	4,3	3,3	1,0
	15	5,6	7,5	3,9	3,6	4,4	5,6	3,2	2,4	4,1	4,5	3,6	0,9
	20	5,6	6,9	4,3	2,6	4,4	5,4	3,4	2,0	4,1	4,5	3,8	0,7
Kurtabérc	2	5,0	7,8	3,0	4,8	4,0	6,4	2,3	4,1	3,4	4,1	2,7	1,4
	5	5,2	7,7	3,3	4,4	4,2	5,9	2,4	3,5	3,5	4,2	2,9	1,3
	10	5,5	7,0	4,1	2,9	4,6	5,8	3,5	2,3	3,9	4,4	3,5	0,9
	15	5,6	6,5	4,7	1,8	4,8	5,5	4,0	1,5	4,4	4,7	4,2	0,5
	20	5,4	6,0	4,8	1,2	4,7	5,1	4,2	0,9	4,4	4,6	4,2	0,4
Hármasút	2	2,4	5,3	1,0	4,3	1,5	2,7	0,6	2,1				
	5	2,3	3,6	1,5	2,1	1,7	2,2	1,0	1,2				
	10	1,8	2,3	1,5	0,8	1,3	1,4	1,1	0,3				
	15	1,6	1,7	1,4	0,3	1,1	1,1	1,0	0,1				
	20	1,5	1,7	1,4	0,3	1,1	1,1	1,0	0,1				

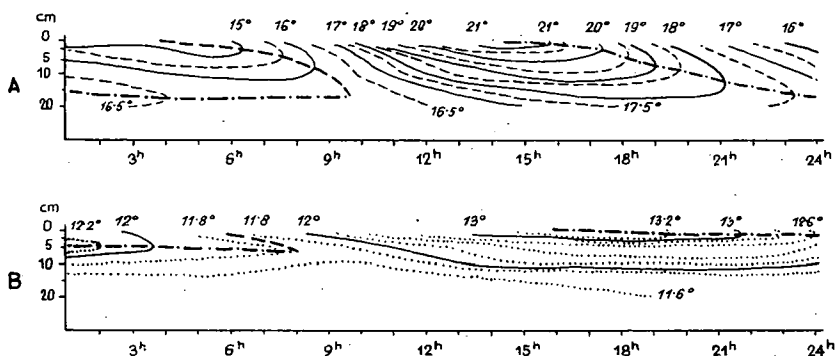


Abb. 13. Isoplethen der Bodentemperatur am Kurtabérc.

Zeichenerklärung: s. Abb. 12.

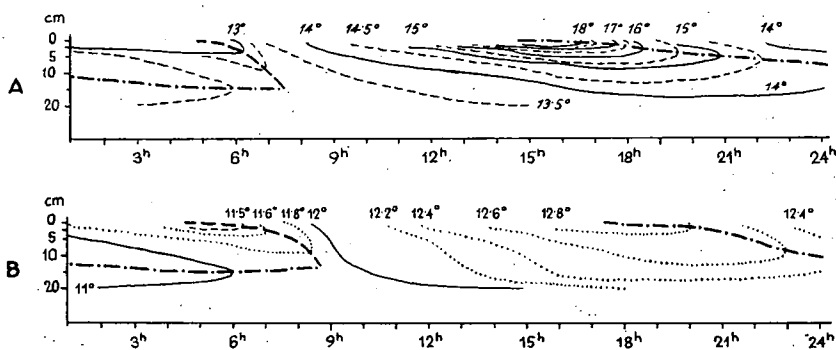


Abb. 14. Isoplethen der Bodentemperatur in Hármaskút.

Zeichenerklärung: s. Abb. 12.

nimmt, und in Kurtabérc hat man einen Unterschied der etwa 30% des Unterschiedes an heiteren Tagen beträgt.

Die allgemeingültigsten Werte betreffend der Bodentemperatur-Unterschiede zwischen Wiese und Wald werden durch die Unterschiede der wahren Mitteltemperaturen geliefert, doch am meisten charakteristisch sind die Abweichungen der Tagesamplituden. Die Unterschiede zwischen Maxima bzw. Minima sind nicht notwendigerweise die grössten Abweichungen, welche in den Temperaturen des Wiesenbodens und des Waldbodens in gleichen Tiefen auftreten. Auf der Wiese besitzen die Phasenverspätungen an verschiedenen Beobachtungstellen annähernd den gleichen Charakter, im Walde treten bei wolkeigem Wetter die Temperaturmaxima später auf als an heiteren Tagen. Im Walde treten, im Vergleich zur Wiese, die Maxima in der Temperatur der verschiedenen Tiefen später ein, auch im Eintreten der Minima erweisen sich gewisse Verzögerungen, obzwar dieselben nicht so bedeutend sind als bei den Maxima. An heiteren Tagen treten in Rejtek in den Tiefen von 2 und 5 cm die Minima an der Wiese und im Walde annähernd gleichzeitig auf, zwischen 10 und 20 cm Tiefe erfolgt dies mit einer Verzögerung von 30–60 Minuten.

Tabelle XIV.

Bodentemperatur-Differenzen zwischen den Stationen, °C

Stationen	Tiefe cm	An der Wiese						Im Walde					
		Heitere Tage			Bewölkte Tage			Heitere Tage			Bewölkte Tage		
		Wahres Temperatur- mittel	Max.	Min.	Wahres Temperatur- mittel	Max.	Min.	Wahres Temperatur- mittel	Max.	Min.	Wahres Temperatur- mittel	Max.	Min.
Rejtek — Kurtabérc	2	2,7	5,2	0,6	4,6	2,1	0,7	2,2	2,0	3,2	1,1	2,1	2,0
	5	2,5	3,3	1,6	1,7	2,0	1,5	1,0	1,8	2,5	1,2	1,3	1,8
	10	2,0	2,9	1,2	1,7	1,6	1,0	1,1	1,9	2,2	1,5	0,7	1,9
	15	2,1	3,4	1,1	2,3	1,6	0,9	1,5	2,1	2,4	1,9	0,5	2,0
	20	2,3	3,2	1,5	1,7	1,8	1,2	1,3	2,1	2,3	2,0	0,3	2,1
Rejtek — Hármaskút	2	5,6	8,1	2,8	5,3	4,5	2,0	4,8	2,3	3,6	1,3	2,3	1,9
	5	5,4	7,4	3,4	4,0	4,2	2,5	3,4	1,8	2,5	1,2	1,3	1,5
	10	5,5	7,5	3,6	3,9	4,2	2,6	3,2	1,7	2,1	1,3	0,8	1,2
	15	5,5	7,4	3,9	3,5	4,4	3,1	2,7	1,5	1,6	1,4	0,2	1,1
	20	5,7	6,9	4,5	2,4	4,6	3,7	1,9	1,6	1,7	1,6	0,1	1,3
Kurtabérc — Hármaskút	2	2,9	2,9	2,2	0,7	2,4	1,3	2,6	0,3	0,4	0,2	0,2	-0,1
	5	2,9	4,1	1,8	2,3	2,2	1,0	2,4	0,0	0,0	0,0	-0,3	0,2
	10	3,5	4,6	2,4	2,2	2,6	1,6	2,1	-0,2	-0,1	-0,1	-0,7	-0,3
	15	3,4	4,0	2,8	1,2	2,8	2,2	1,2	-0,6	-0,8	-0,5	-0,9	-1,0
	20	3,4	3,7	3,0	0,7	2,8	2,5	0,6	-0,5	-0,6	-0,4	-0,2	-0,8

Bei den Maxima beträgt die Verzögerung zwischen Wiese und Wald (in den Tiefen 2 bis 20 cm) 1 bis 3 Stunden. An wolkigen Tagen finden wir in Rejtek ein ähnliches Bild, bei den Minima hat man eine Verzögerung von 0—1 Stunden, bei den Maxima eine solche von 1—2 Stunden. In Hármaskút erfolgt bei heiterem Wetter das Minimum mit einer Verzögerung von 30—90 Minuten, das Maximum mit einer solchen von 3 Stunden. An der selben Beobachtungsstelle findet man bei wolkigem Wetter einen Unterschied von 30 bis 60 Minuten in den Zeitpunkten der Minima, und bei den Maxima kann dieser Wert mit 3—4 Stunden angesetzt werden. Umso kleiner sind (hauptsächlich im Walde) die Tagesamplituden der Temperatur, desto schwieriger ist es natürlich die Zeitpunkte der Minima und Maxima festzustellen, umso mehr, weil man in grösseren Tiefen bei einer Beobachtungsgenauigkeit von 0,1 Graden mehrere Stunden hindurch die gleiche Temperatur erhalten kann. Wir sind dennoch der Ansicht, dass der Unterschied, der zwischen Rejtek und Hármaskút festgestellt werden konnte, (bei einem nahezu identischen Waldbestande) durch den Unterschied in der Seehöhe erklärt werden kann.

In Kurtabérc hat man, infolge der beschattenden Wirkung des alten Nadelholzbestandes, bei heiterem Wetter schon für den Zeitpunkt der Minima zwischen Wiese und Wald eine Verzögerung von 1—3 Stunden, und für den Zeitpunkt der Maxima eine Verzögerung von 2—4 Stunden festzustellen. Bei wolkigen Wetter ist die Zeitabweichung bei den Minima geringer, namentlich 0,5—2 Stunden, dagegen hat man aber bei der Verzögerung der Maxima Werte von 2,5—5 Stunden, mit einer Zunahme nach unten.

Werden die Temperaturen in entsprechenden Tiefen unter Wiese und Wald stündlich verglichen, so findet man, dass (ganz natürlich) ein gewisser Zusammenhang zwischen den Verzögerungen der Maxima und der Minima vorhanden ist. Die grössten und kleinsten Temperaturabweichungen unterscheiden sich sehr wenig von den Angaben, die sich in den Spalten „Max“ und „min“ der Tabelle XIII. befinden. In Rejtek hat man, gegenüber der Minima, nur in 15 cm Tiefe einen Unterschied von 0,1 Graden. Im Vergleich zu den Abweichungen der Maxima beträgt der grösste Unterschied ebenfalls nur 0,1 Grade in allen Tiefen. An wolkigen Tagen ist die Lage bei den Minima die gleiche wie an heiteren Tagen, bei den Maxima findet man einen Unterschied von 0,1—0,2 Graden. Die gleiche Lage wird auch in Hármaskút angetroffen sowohl bei heiterem als auch bei wolkigem Wetter.

Am Kurtabérc sind bei heiterem und wolkigem Wetter die Unterschiede um 0,2—0,3 Grade höher und die Abweichungen der Maxima sind um 0,1—0,2 Grade geringer als die Abweichungen der Minima.

Somit darf es anerkannt werden, dass durch die Angaben der Tabelle XIII. eine gute Übersicht über die Bodentemperatur-Unterschiede von Wiese und Wald geboten wird, und unsere Feststellung kann angenommen werden, wonach der *Wiesenboden im Sommer wärmer ist als der Waldboden, gleichwohl an heiteren, wolkigen und bedeckten Tagen*. Liegen annähernd gleiche Pflanzenbestände vor, so nehmen die Bodentemperatur-Unterschiede zwischen Wiese und Wald mit zunehmender Seehöhe ab (S. Rejtek und Hármaskút). Die beschattende Wirkung des älteren, mehr geschlossenen Bestandes (Kurtabérc) bewirkt gleichwohl bei Nacht und bei Tage eine Zunahme der Bodentemperatur-Unterschiede, hauptsächlich in grösseren Tiefen.

Bodentemperaturen in verschiedenen Seehöhen

Die Unterschiede, welche sich zwischen den Bodentemperaturen von in verschiedenen Seehöhen liegenden Stationen ergeben, sind aus Tab. XIV. ersichtlich. Nach dieser Tabelle kann es festgestellt werden, dass die grössten Temperaturabweichungen an den heiteren Tagen auf den Wiesen auftreten, und die geringsten Temperaturunterschiede ereignen sich an den wolkigen Tagen im Walde.

Zwischen Rejtek und Hármaskút sind bei wolkigem Wetter die Unterschiede der Bodentemperatur grösser als an heiteren Tagen im Walde, somit weisen die Unterschiede die folgende Reihenfolge auf:

- Bergwiese bei heiterem Wetter
- Bergwiese bei wolkigem Wetter
- Wald bei heiterem Wetter
- Wald bei wolkigem Wetter

Diese Besonderheit kann bei jeder Angabenreihe aufgefunden werden, mit der Ausnahme des 15-cm-Niveaus im Walde, wo bei wolkigem Wetter eine um 0,2 Grade stärkere Abweichung der Amplituden besteht.

Diese Besonderheit kann nicht in allen Bezügen bei den übrigen Stationspaaren aufgefunden werden. Im Waldboden werden wesentliche Abweichungen durch den kälteren Nadelholzbestand am Kurtabérc hervorgerufen. Werden die Temperaturabweichungen auf einen Höhenunterschied von 100 m bezogen, so erhält man für die Maxima Werte von 1,77 und 1,11 °C/100 m, bei den Minima 0,38 bzw. -1,11 °C/100 m, und bei den Amplituden 0,16 und -1,16 °C/100 m, wogegen zwischen Rejtek und Hármaskút sich folgende Werte ergeben: 1,00 und -0,44; 0,33 und -0,44; 0,02 und -0,63 °C/100 m.

Aus den Bodentemperaturunterschieden zwischen Kurtabérc und Hármaskút geht es hervor, dass der Boden des Nadelholzbestandes an heiteren Tagen von der obersten 5-cm-Schicht abgesehen, und an wolkigen Tagen mit der Ausnahme des 2-cm-Niveaus, überall kälter ist als der Boden des in einer um 180 m grösseren Höhenlage liegenden Buchwaldes am Hármaskút.

An den Wiesen von Rejtek und Kurtabérc sind die Unterschiede der Bodentemperatur an wolkigen Tagen geringer als im Walde bei heiterem Wetter. Die grundlegende Ursache besteht darin, dass an wolkigen Tagen die Erwärmung der Bergwiese eine verhältnismässig geringere ist als am Kurtabérc.

Bei den Maxima der Bodentemperatur und demzufolge auch bei den Tagesamplituden erhält man, im Vergleich zu den Erwartungen, in der 2-cm-Schicht geringere Abweichungen zwischen Kurtabérc und Hármaskút. Die Erklärung findet sich in der in dieser Tiefe um 13 Uhr einsetzenden gewaltigen Erwärmung. Werden aber auch die zwischen den beiden Stationen gleichzeitig auftretenden Temperaturunterschiede festgestellt, so findet man, dass diese Grösse um 12 Uhr nur den Wert von 4,9 Grade erreicht und dann entsprechend der mit der Tiefe verbundenen Phasenverspätung die Werte 4,8, 4,9, 4,2 und 3,9 °C auftreten. Aus Abb. 15 ist es ersichtlich, dass in Hármaskút der Verlauf der Bodentemperatur-Kurve für 2 cm Tiefe eine Bruchstelle zwischen 10 und 13 Uhr aufweist. Dies wurde durch die Eintrü-

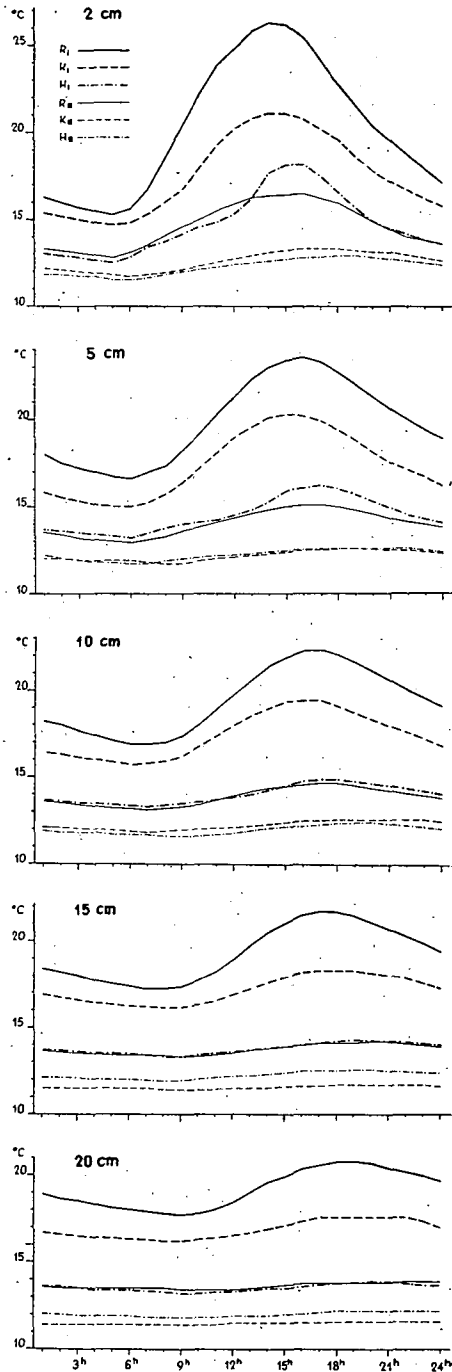
Abb. 15. Tagesgang der Bodentemperatur an heiteren Tagen.

R_I = Rejtekk
 K_I = Kurtabérc
 H_I = Hármaskút } auf der Wiese
 R_{III} = Rejtekk
 K_{III} = Kurtabérc
 H_{III} = Hármaskút } im Walde

bung am 6. und 7. August auf 60–70% Bewölkung verursacht und die niedrigeren Bodentemperaturen dieser beiden Tage kommen noch im Fünftage-Mittel zum Ausdruck. Infolge der Phasenverspätung bleiben die Temperaturmaxima wesentlich zurück gegenüber der Maxima des 2-cm-Niveaus.

Aus dem besonderen täglichen Temperaturgang der Bodenschicht in 2 cm Tiefe bei Hármaskút geht es hervor, dass zwischen Rejtekk und Hármaskút gleichzeitig und zwar um 13^h die grösste Temperaturabweichung auftritt, mit einem Betrage von 9,6 Grade. In den übrigen Niveaus sind die (unter Phasenverspätung auftretenden) Unterschiede von 7,7, 7,6, 7,6 und 8,0 Grade nahezu gleich den zwischen den Maxima bestehenden Abweichungen.

An der Abb. 15 werden die Tagesgänge der Bodentemperatur an den drei in verschiedenen Seehöhen liegenden Stationen dargestellt an heiterem Tagen auf der Wiese und im Walde. Wie ersichtlich, sind die höher liegenden Wiesen in allen Höhen kühler als die niedriger liegenden Wiesen. Im Walde ist es aber nicht so. In allen Fällen ist der Waldboden in Rejtekk am wärmsten, am Kurtabérc ist er nur in der Tiefe von 2 cm wärmer als der Boden in 2 cm Tiefe im Buchwald von Hármaskút, in 5 cm Tiefe findet man nur noch sehr geringe Unterschiede, in den niedrigeren Schichten ist sogar der Nadelholzbestand in 730 m Seehöhe kühler als der Buchenbestand in 930 m Seehöhe. Hier muss wieder



Bodentemperatur-Unterschiede an heiteren und wolkigen Tagen, °C/100 m

Tiefe cm	An heiteren Tagen						An wolkigen Tagen					
	Wiese			Wald			Wiese			Wald		
	Max.	min.	Max.—min.	Max.	min.	Max.—min.	Max.	min.	Max.—min.	Max.	min.	Max.—min.

Rejtek—Kurtabérc

2	2,88	0,33	2,55	1,77	0,61	1,16	1,61	0,38	1,22	1,44	0,55	0,88
5	1,83	0,88	0,94	1,39	0,67	0,72	1,38	0,83	0,55	1,17	0,61	0,55
10	1,61	0,66	0,94	1,22	0,83	0,38	1,16	0,55	0,61	1,16	0,83	0,33
15	1,88	0,61	1,27	1,33	1,05	0,27	1,33	0,50	0,83	1,27	0,94	0,33
20	1,77	0,83	0,94	1,27	1,11	0,16	1,38	0,66	0,72	1,22	1,11	0,11

Rejtek—Hármaskút

2	2,25	0,77	1,47	1,00	0,36	0,63	1,88	0,55	1,33	0,77	0,16	0,61
5	2,05	0,94	1,11	0,69	0,33	0,36	1,63	0,69	0,94	0,50	0,19	0,30
10	2,08	1,00	1,08	0,58	0,36	0,22	1,61	0,72	0,88	0,38	0,19	0,19
15	2,05	1,08	0,97	0,44	0,38	0,05	1,61	0,86	0,75	0,36	0,25	0,11
20	1,91	1,25	0,66	0,47	0,44	0,02	1,55	1,02	0,52	0,38	0,36	0,02

Kurtabérc—Hármaskút

2	1,61	1,22	0,38	0,22	0,11	0,11	2,16	0,72	1,44	0,11	—0,22	0,33
5	2,27	1,00	1,27	0,00	0,00	0,00	1,88	0,55	1,33	—0,17	—0,22	0,05
10	2,55	1,33	1,22	—0,05	—0,11	0,05	2,05	0,88	1,16	—0,38	—0,44	0,05
15	2,22	1,55	0,66	—0,44	—0,27	—0,16	1,88	1,22	0,66	—0,55	—0,44	—0,11
20	2,05	1,66	0,38	—0,33	—0,22	—0,11	1,72	1,38	0,33	—0,44	—0,38	—0,05

einmal (wie es schon vorher geschehen ist) auf die Unterschiede des Waldbestandes hingewiesen werden, somit müssen im Falle der Wälder die Unterschiede zwischen Rejtek und Hármaskút in Betracht gezogen werden.

In wolkigen Tagen sind die Tagesgänge der Bodentemperaturen mit kleineren Amplituden die gleichen als die Tagesgänge an heiteren Tagen, eine wesentliche Abweichung findet sich nur bei den Bodentemperaturen des Waldes, indem man in Erfahrung bringt, dass selbst schon im 5 cm Tiefe der Boden des Waldes am Kurtabérc kühler ist als der Boden des Waldes am Hármaskút.

Bekanntlich ist es bei heiterem, im allgemeinen trockenem sonnigem Wetter festzustellen, dass die Maxima der Bodentemperatur sowie die Tagesamplituden mit der Tiefe zunehmen, und die Minima innerhalb der täglichen Inversionsschicht ebenfalls zunehmen. Diese Tendenz kann — fast ohne Ausnahme — aus den Temperaturunterschieden zwischen Rejtek und Hármaskút belegt werden. Dies bedeutet, dass die Temperaturverhältnisse im wärmeren Boden von Rejtek und im kühleren Boden von Hármaskút in den Grundzügen einander gleich sind. Zwischen Rejtek und Kurtabérc, sowie zwischen Kurtabérc und Hármaskút kann nach den Angaben der Tabelle XIV. weder in den Maxima, noch in den Minima, noch in den Abweichungen der Tagesamplituden keine einheitliche Tendenz festgestellt werden, d. h. die für verschiedene Tiefen geltenden Werte sind sehr abweichend von einander. Diese Umstände können hauptsächlich durch die Lage des Kurtabérc und aus den verschiedenen Waldbeständen erklärt werden.

Somit kann es festgestellt werden, dass *die Bodentemperatur nimmt, unter einer starken Beeinflussung ausgehend aus der morphologischen Lage und dem Pflanzenbestande, in gewaltiger Weise mit wachsender Seehöhe ab, und auch die Tagesamplitude der Temperatur wird abgeschwächt.*

Zusammenfassung

Endlich soll ein kurzer Überblick auf die Abweichungen zwischen den Unterschieden in den Luft- und Bodentemperaturen geworfen werden.

Wenn die Amplituden der Bodentemperatur in 2 und 5 cm Tiefe mit der durchschnittlichen Amplitude der Temperatur der darüberliegenden Luftschicht (Tabelle VII.) bzw. mit den Tagesamplituden der Luftschicht in 10 cm Höhe (Wiese: Tabelle IV., Wald: Tabelle V.) verglichen werden, so findet man die folgenden Prozentualwerte:

	An der Wiese				Im Walde			
	T _{B2100}	T _{B10100}	T _{B2100}	T _{B5100}	T _{B2100}	T _{B5100}	T _{B2100}	T _{B5100}
	T	T	T _{L10}	T _{L10}	T	T	T _{L10}	T _{L10}
	2 cm	5 cm	2 cm	5 cm	2 cm	5 cm	2 cm	5 cm
Rejtek	59,5	37,2	50,7	32,3	22,0	13,1	21,5	12,8
Kurtabérc	44,8	37,1	37,4	31,0	15,1	8,5	14,8	8,3
Hármaskút	55,9	29,4	42,9	22,6	18,0	11,4	17,5	11,3

Am K u r t a b é r c ist die Tagesamplitude des Bodens in 2 cm Tiefe geringer als am in grösserer Seehöhe liegenden H á r m a s k ú t, dagegen nähert sie sich in 5 cm Tiefe an den in Prozenten der Amplitude der Lufttemperatur ausgedrückten Werte der Amplitude der Bodentemperatur in R e j t e k. Dies weist auf eine dichtere Pflanzenbedeckung und auf den Umstand hin, dass die oberste Bodenschicht an dieser Station eine andere Wärmeleitfähigkeit besitzt als an den beiden anderen Stationen. Allgemein kann es aber festgestellt werden, dass *die Amplitude der Bodentemperatur mit zunehmender Seehöhe rascher abnimmt als die Tagesamplitude der Lufttemperatur. Diese Feststellung gilt besonders auch für die Waldböden*, nur bei den abweichenden Angaben des K u r t a b é r c muss wiederholt auf die Ein- und Ausstrahlung behindernde Wirkung des älteren Nadelholzbestandes hingewiesen werden. Dadurch wird die Aufmerksamkeit gleichzeitig auf den Umstand gelenkt, dass bei einem Vergleich von Luft- und Bodentemperaturen zwischen Wäldern, welche in verschiedener Seehöhe liegen, eine grosse Sorgfalt in der Hinsicht ausgeübt werden muss, dass möglichst identische Bestände ausgewählt werden.

Eine grundlegend wesentliche Abweichung zwischen Wiesen und Wäldern in Bezug auf die Unterschiede der Luft- und Bodentemperaturen besteht darin, dass der Luftraum der Wiesen bei Tage wärmer und bei Nacht kälter ist als der Luftraum im Walde, wogegen der Boden der Wiesen bei Tag und bei Nacht wärmer ist als der Waldboden. (S. Tabellen VI. und XIII.). Die Abweichungen zwischen der Maxima der Lufttemperatur an der Wiese und im Walde nehmen zu die Abweichungen zwischen der Minima nehmen ab mit der Seehöhe, hingegen hat man in den Bodentemperaturen eine Abnahme der Abweichungen der Minima und der Amplituden. Somit muss daraus gefolgert werden, dass durch Anpflanzung von Wäldern, die aus identischen Baumarten bestehen und eine gleiche Dichte besitzen, die Bodentemperaturen in einer geringeren Seehöhe eine gewaltigere Abnahme erfahren als in höheren Lagen.

Die Lufttemperaturen der in verschiedenen Seehöhen liegenden Wiesen und auch Wäldern ist an den niedrigeren Isohypsen bei Tage höher, bei Nacht aber kühler. *So gilt es sowohl für die Wiesen als auch für die Wälder, dass die Nächte kälter und die Tage wärmer sind als in grösseren Höhenlagen* (S. Tabelle VIII.). *Hingegen ist die Bodentemperatur der Wiesen in den niedrigeren Lagen stets wärmer, sowohl zur Zeit der Maxima als auch zur Zeit der Minima.* (S. Tabelle XV.) Sogar in den Wäldern findet man die gleiche Lage, nur in der Relation von K u r t a b é r c und H á r m a s k ú t liegt eine Ausnahme vor, die eine Folge der früher schon angeführten Gründe ist. *In Waldbeständen, welche aus identischen Baumarten bestehen und die gleiche Dichte besitzen, kann die Abnahme der Bodentemperatur mit zunehmender Seehöhe unbedingt vorausgesetzt werden.*

Die Abweichungen der Bodentemperatur sind grösser als die Abweichungen der Lufttemperatur. Die auf Höhenunterschiede von 100 m bezogenen Werte sind in Tabellen VIII. und XV. auffindbar und aus den Tabellen geht es auch hervor, dass diese Werte auch zur Zeit der Temperaturminima ein positives Vorzeichen besitzen. Die Abweichungen der Tagesamplituden der Temperatur sind auf der Wiese geringer als im Walde.

Endlich soll die Aufmerksamkeit noch darauf gelenkt werden, dass innerhalb des untersuchten Gebietes nach den klimatologischen Beobachtungen im Laufe des Tages, namentlich am frühen Morgen und am späten Nachmittag

in verschiedenem Höhenlagen die gleichen Temperaturen beobachtet werden, in den verschiedenen mikroklimatischen Räumen zu gewissen Zeitpunkten die gleiche Lufttemperatur bestehen kann, hingegen gibt es einen stabilen Unterschied zwischen den in verschiedenen Höhenlagen bestehenden Bodentemperaturen, und dieser kann nur im Laufe des Jahresganges (im Herbst und Frühjahr) verwischt werden.

Wir sind der Meinung, dass diese, auf einer Beobachtungsreihe von 21 Tagen sich stützende Feststellungen eine allgemeine Gültigkeit für die Sommerzeit des Mittelgebirges besitzen, und eine Unterlage für die Erkenntnis der Tagesgänge der Luft- und Bodentemperaturen an Bergwiesen und Wäldern darstellen dürften.

LITERATUR

- AULITZKY, H. (1961): Die Bodentemperaturverhältnisse an einer zentralalpinen Hanglage beiderseits der Waldgrenze. I. Teil: Bodentemperaturen oberhalb der zentralalpinen Waldgrenze. Arch. Met. Geophys. Biokl. B. 10 (445—532. S)
- AULITZKY, H. (1962. a.): Die Bodentemperaturverhältnisse an einer zentralalpinen Hanglage beiderseits der Waldgrenze. II. Teil. Über die Bodentemperaturen im subalpinen Lärchen-Zirbenwald. Arch. Met. Geophys. Biokl. B. 11. (301—362. S.)
- AULITZKY, H. (1962. b.): Die Bodentemperaturverhältnisse an einer zentralalpinen Hanglage beiderseits der Waldgrenze III. Teil. Die Bodentemperatur in ihren Beziehungen zu andern Klimafaktoren. Arch. Met. Geophys. Biokl. B. 11. (363—376. S).
- AULITZKY, H. (1968.): Die Lufttemperaturverhältnisse einer zentralalpinen Hanglage Arch. Met. Geophys. Biokl. B. 16. (18—69. S).
- BAUMGARTNER, A. — HOFMANN, G. (1957): Elektrische Fernmessung der Luft- und Bodentemperatur in einem Bergwald. Arch. Met. Geophys. Biokl. B. 8. (215—230. S).
- BAUMGARTNER, A. (1964.): Klimatologische Abgrenzung forstlicher Standorte im Mittelberge. Mitteilungen aus der Staatsforstverwaltung Bayerns. 34. Heft. (142—153. S.)
- GEIGER, R. (1927—1929): Messung des Expositionsclimas. Forstw. Cb. 49., 50., 51.
- GEIGER, R. (1953): Probleme der Mikrometeorologie des Hochgebirges. Wetter und Leben 5.
- GEIGER, R. (1958): The modification of microclimate by vegetation in open and in hilly country. Proc. Canberra Symposium 1956. UNESCO. Paris.
- GEIGER, R. (1961): Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig.
- GEIGER, R., M WOELFLE und L. P. SEIP (1933—1934): Höhenlage und Spätfrostgefährdung. Forstw. Cb. 55. und 56.
- HARTMANN, F. K., J. van EIMERN, G. JAHN (1959): Untersuchungen reliefbedingter kleinklimatischer Fragen in Geländequerschnitten der hochmontanen Stufe des Mittel- und Südwestharzes Ber. DWB. 7.
- JUSTYÁK, J. (1964): Mikroklimatische Geländestudien am Südhang des Tokajer Weinberges. Acta Geographica, Geologica et Meteorologica. Debrecen Tom. X/III.
- KOCH, H. G. (1961): Die warme Hangzone. Neue Anschauungen zur nächtlichen Kaltluftschichtung in Tälern und an Hängen. Zeitschrift für Met. Band 15. (151—171. S)
- LÜTZKE, R. (1961): Das Temperaturklima von Waldbeständen und — lüchtungen im Vergleich zur offenen Feldflur. Arch. für Forstwesen 10.
- OBREBSKA, S. B. (1969): Some results of investigations of meso — and microclimatic

- conditions in small mountain drainage areas in the Beskides (Polish West Carpathians). *Acta Climatologica*. VIII. Szeged.
- SCHUBERT, J. (1930): Das Verhalten des Bodens gegen Wärme. *Handbuch der Bodenlehre* VI. Berlin.
- TURNER, H. (1958): Maximaltemperaturen oberflächennaher Bodenschichten an der alpinen Waldgrenze. *Wetter und Leben* 10. (10—12. S)
- TURNER, H. (1958): Über das Licht- und Strahlungsklima einer Hanglage der Öztaler Alpen bei Obergurgl und seine Auswirkung auf das Mikroklima und auf die Vegetation. *Arch. Met. Geophys. Biokl. B.* 8. (273—325. S.)
- WAGNER, R. und TAKÁCS, L. (1967): Vertikale Temperaturschichtung im Boden und ein mathematisches Modell derselben. *Acta Climatologica*. VII. Szeged.

SOME RESULTS OF INVESTIGATIONS OF MESO- AND MICROCLIMATIC CONDITIONS IN SMALL MOUNTAIN DRAINAGE AREAS IN THE BESKIDES (POLISH WEST CARPATHIANS)

by

BARBARA OBRĘBSKA-STARKEL

Summary: The autor compares the meso- and microclimatic conditions of the catchment areas of the Jaszcze and Jamne rivers in the Gorce mountains. She distinguishes different sectors with relatively uniform meso- and microclimate within the investigated area and also maps them. She also evaluates the climatic conditions from the point of view of tilling and silviculture.

Zusammenfassung: Der Verfasser vergleicht die Meso- und Mikroklimaverhältnisse der Sammelbecken des Jaszcze und des Jamne-Flusses im Gorce-Gebirge. Sie unterscheidet verschiedene Bereiche mit verhältnismässig einheitlichen Meso- und Mikroklimat im untersuchten Gebiet und stellt sie auch kartographisch dar. Er bewertet die Klimaverhältnisse auch vom Gesichtspunkt der Landwirtschaft und Forstwirtschaft.

I. Introduction

The object of the present paper is to show the differentiation of meso- and microclimatic conditions in valleys typical of medium high mountains, differing in relief and the degree of forest cover. It is also an estimation of climatic conditions in individual geographical units, taking into account the importance of these conditions in agricultural and forest management.

1. Description of the area and methods of investigation

The Gorce Mts constitute within the Polish Beskides a macroclimatic region of features distinctly different from these of neighbouring areas (the Nowy Targ basin and depression of the foothill relief). They are situated in the following climatic zones: temperate warm zone (up to 600 m above sea level), temperate cool zone (600 to 1100 m), and cool zone (the summit area; 1100 to 1300 m above sea level).

Two adjacent drainage areas, those of the Jaszcze and Jamne torrents (tributaries of the Ochotnica river), were selected for investigations. The torrents dissect southern slopes of the Gorce Mts with a denivelation of the 400—600 m order. Both drainage areas are located at 600 to 1200 m above sea level (Fig. 1). The greater part of their area falls into the temperate cool climatic zone (lower montane zone with the association *Fagetum carpaticum*), and only the summit area belongs to the cool zone (upper montane zone — association *Piceetum subnormale*).

The Jamne valley, running N—S, is wider, especially is in its upper

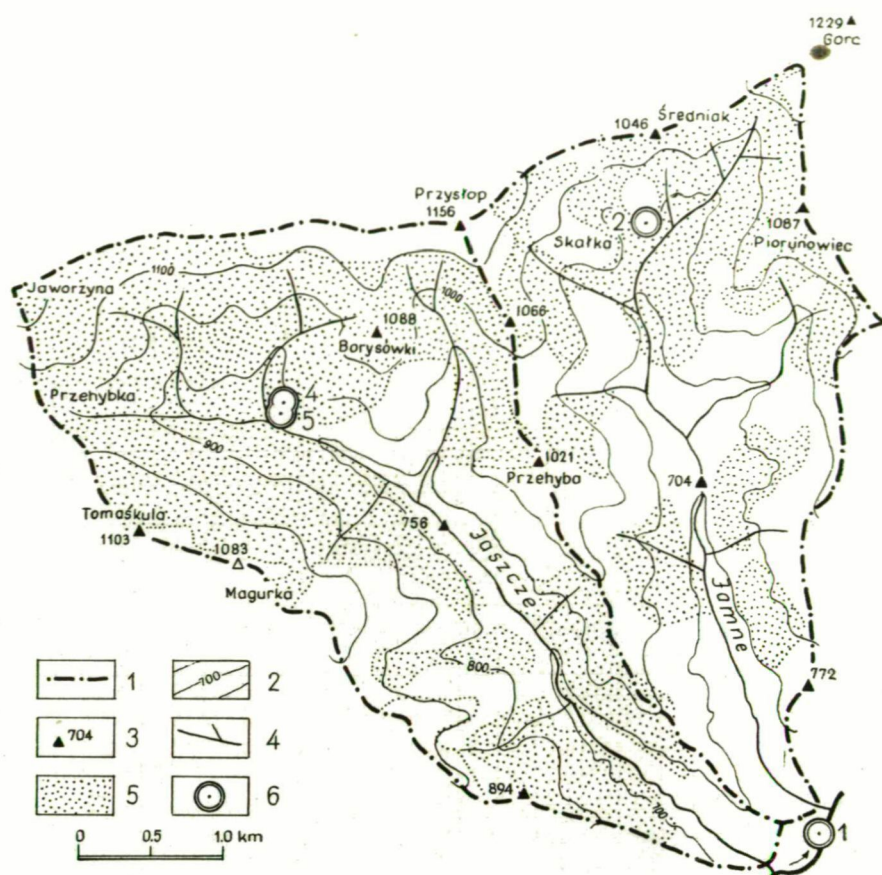


Fig. 1. Relief, watercourses and forests in the drainage areas of the Jaszcze and Jamne torrents.

Explanations of symbols: 1 — watersheds, 2 — contour lines, 3 — points of altitudes, 4 — watercourses, 5 — forests, 6 — meteorological station.

part, and dissected by concentrically converging torrents. The Jaszcze valley is narrower, steep-walled, longer, and shows fewer subdivisions of the slopes. The Jaszcze torrent flows (generally) in a NW — SE direction. Both valleys show in their lower parts flat bottoms which reach, e. g. at the mouth of the Jaszcze torrent, a width of 250 m. The mouth of the Jamne valley is shaped like a bottleneck. In the drainage areas dominate medium-deep soils, developed on fractions of marl-silicate and quartz-silicate series, frequently of a high humidity degree. The average of forest-covered area in the Jamne drainage area is 23%, whereas in the Jaszcze drainage area it reaches 61%. The upper part of the latter is overgrown by quite dense forest (83% of forest cover). In the Jamne drainage area are the highest situated cultivated fields in the Polish Beskides, exceeding here 1100 m above sea level. Thus, the location at the upper limit of cultivated fields

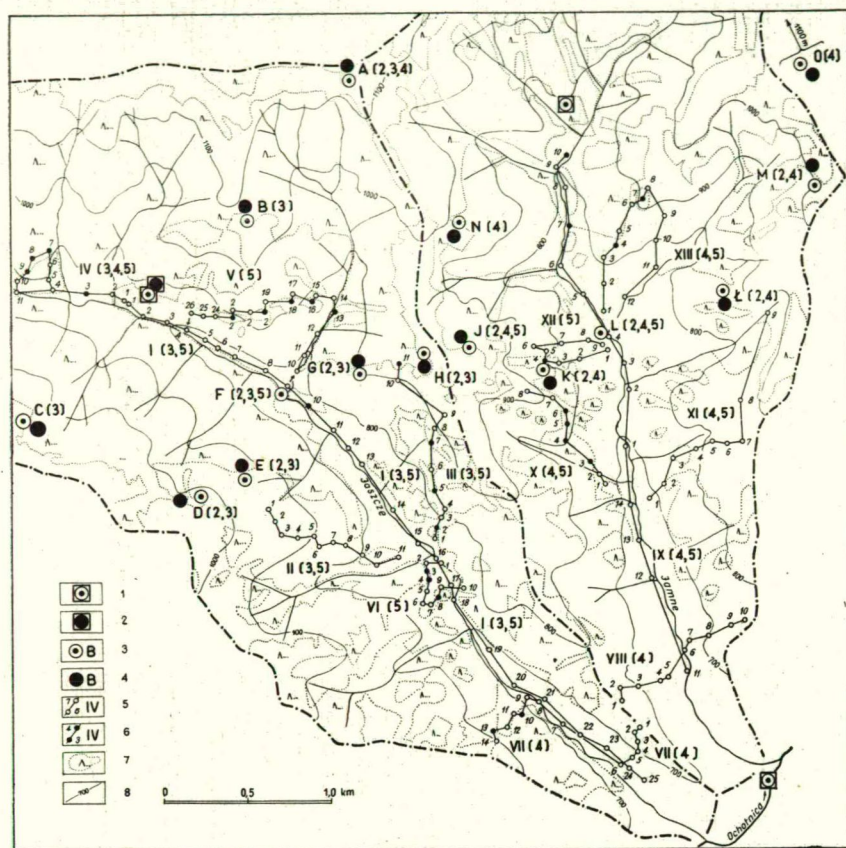


Fig. 2. Distribution of meteorological station, microclimatic investigation points, and routes on which measurements were taken in the Jaszcze and Jamne drainage areas.

Explanations of symbols: 1 — meteorological station in the open, 2 — meteorological station in the forest, 3 — point of microclimatic measurements on a meadow (numbers in parentheses denote the year in which the measurements were taken: 2 — 1962, 3 — 1963, 4 — 1964, 5 — 1965), 4 — point of microclimatic measurements in the forest, 5 — points of measurements „en route” on the meadow) Roman numerals denote numbers of individual profiles of routes, Arabic numbers in parentheses specify the year in which measurements were taken), 6 — points of measurements „en route” in the forest, 7 — forest areas, 8 — contour lines at 100 m intervals.

in the Carpathian Mts. of the valleys discussed permits an estimation of the climatic conditioning of their course.

Wanting to estimate the annual course of temperature and air humidity 4 climatological stations were established in the drainage areas discussed. They worked over a period of 3 years (September 1962 to August 1965) and were equipped with recording instruments (Fig. 2). Elaborating a description of mesoclimatic conditions in the valleys investigated, selected elements and indexes of the climate in a cross-section of the eastern part of Gorce Mts.

were analysed over a period of 3 years, aiming to determine the quantitative interrelations between these and the altitude above sea level. In reference to the work of Hess on mesoclimatic differentiation in the Polish West Carpathians (Hess 1965, 1966 a, b), climatic data from pairs of stations located in similar conditions of relief (Jaszcze and Jamne) and in adjacent areas, but with different vegetation, were compared.

To show the spatial differentiation of meso- and microclimatic conditions in the summer periods between 1962 and 1965, microclimatic measurements were organized at points situated permanently and „en route” in different elements of the relief and at different altitudes in relation to the valley bottoms, as well as in different plant communities. Permanent points of measurements (16 in number) were equipped with Assmann's psychrometers (measurements were done at 5, 50, 100 and 150 cm above the ground), anemometers, ground thermometers, and Piche's evaporimeters. Route profiles were done 3 times in 24 hours (at 4 a. m., 2 p. m. and 8 p. m.).

Supplementary to the above mentioned, conducted were additional observations on the occurrence of blowdowns and flag-shaped trees, as well as disappearance of the snow cover and the beginning of cultivating activity in the fields. The disappearance of snow cover received special attention, as it was recognized as a good index of mesoclimatic differences, reflecting the effect of exposition and vegetation.

II. Mesoclimatic conditions in the Jaszcze and Jamne valleys

Analyses of the differentiation of mesoclimatic conditions in mountains of medium height were connected with the definition of mesoclimate as given by BÖER (BÖER, 1959) and supplemented by H. G. KOCH (KOCH, 1965). And so it was assumed, that mesoclimate is the climate of a definite sector of an area, influenced by its relief, i. e. concave and convex forms of definite morphometric and morphographic features. Of the latter, the width and depth of valleys and their course, as well as exposition and inclination of their slopes deserve attention, for they determine the conditions of sheltering against wind and precipitation, and also the duration and intensity of warming of various surfaces.

On the basis of a 3-year series of observations conducted at stations in the Jaszcze and Jamne drainage areas, as well as at stations of the network of the State Institute of Hydrology and Meteorology, features of the annual course of selected elements of the mesoclimate were analysed.

The analysis of thermal conditions, precipitation, relative air humidity and evaporation showed, that in the areas investigated climatic conditions typical of vertical climatic zones prevail. The mean annual temperature showed a decreasing range of values from 5,8 °C in Kamienica (460 m above sea level) to 3,0 °C on the Turbacz Mtn. (1308 m above sea level). The values of mean monthly temperatures showed similar differences. Annual sums of precipitation showed an increasing range of values from 720 mm in Ochotnica Dolna and Kamienica to 1230 mm on the summits of the Gorce Mts. In accordance with the afore said, the mean annual number of days with precipitation varied between 160 and 180, and with increasing altitude increased also the percental share of days with precipi-

tation (30 to 45% of all days) and the number of days with snow cover) 93 to 154 days).

Besides a general agreement of regularities of differentiation of mesoclimatic condition within certain vertical climatic zones in the West Carpathians, in the strongly dissected group of the Gorce Mts. may appear distinct differences in the mesoclimate of seemingly uniform categories of relief valleys in our case. The ascertainment of these differences called not only for investigation of the annual course of individual climatic elements and index, but also directed our attention to the 24 hr course mainly of air temperature, by computing mean temperatures at day and night in individual months (Table 1). Even if the mean annual temperatures in the Jamne (4,4 °C) and Jaszcze (4,2 °C) valleys were nearly identical, the differences were rather significant in individual months. They reached their maximum in April, in connection with a rise of mean monthly 24 hr temperatures by 0,5 °C in the Jamne valley, and first of all, by a rise of more than 2 °C in the mean monthly minimal temperature.

In the narrow Jaszcze valley strong warming of the air in daytime and marked cooling at night took place. It showed on the average, in relation to the Jamne valley, mean day-temperatures by 0,3 °C, and mean night, temperatures lower by 1,2 °C. The winterless period lasted 5 days longer in the Jamne than in the Jaszcze valley, and at an altitude higher than 800 m above sea level there was even a short thermal summer (period with mean 24 hr temperature exceeding 15 °C). Intense downward flow and stagnation of cool air in the Jaszcze valley resulted in 23 days more with frost, and the frostless period was shorter by 48 days than in the Jamne valley. The distribution of precipitation and relative air humidity did not show any marked differences.

We find confirmation and illustration of mesoclimatic differences in the

Table 1.
*Comparison of some climatic indexes in Jaszcze and Jamne drainage areas
(period: September 1962—August 1965)*

Climatic indexes	Jamne meadow	Jaszcze	
		meadow	forest
Mean yearly temperature	4,4 °C	4,2 °C	4,2 °C
Mean temperature of January	—6,6	—6,1	—6,9
Mean temperature of July	16,0	14,8	15,9
Mean minimal temperature of April	7,7	5,3	6,0
Mean temperature at day-time	of January	—6,6	—6,9
	of August	14,2	14,6
Mean temperature at night-time	of January	—7,8	—8,6
	of August	12,6	11,1
Mean date of first frost	9 X	9 X	19 IX
Mean date of last frost	17 IV	27 IV	15 V
Number days with frost (in year)	53	76	49
Frostless period (in days)	175	127	165
Yearly total of precipitation (in mm)	872	909	—
Values of potential evaporation (in mm)	82	96	113

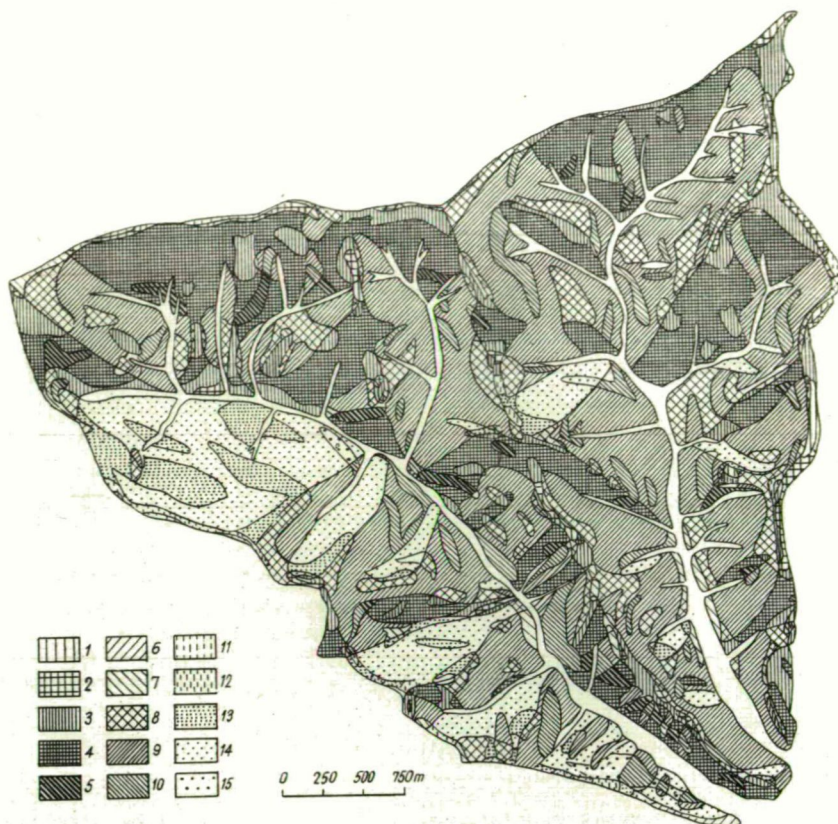


Fig. 3. Map of relative insolation of the drainage areas of the Jaszcze and Jamne torrents, drawn after V. Struzka's method, assuming, that the sum of annual insolation for horizontal surface equals 100%.

Explanation of symbols: Areas exposed southernly: 1 = 101—105%, 2 = 105—112%, 3 = 112—123%, 4 = 123—130%, 5 = above 130%

Areas exposed east — and westwards: 6 = 100—101%, 7 = 101—106%, 8 = 106—110%, 9 = 110—112%, 10 = 112—106%

Areas exposed nothwards: 11 = 100%, 12 = 100—99%, 13 = 99—98%, 14 = 98—71%, 15 = 70%

spatial differentiation of the radiation balance for individual forms of relief. One may infer a certain variability of radiation sums in the valleys investigated on the basis of relative insolation. This is shown on a map (Fig. 3), drawn after V. Struzka's method (STRUZKA, 1959), assuming that the amount of solar energy falling upon a horizontal surface represents 100%. The relatively small surfaces of valley bottoms were excluded from the thesis and considered flat areas.

The effect of vegetation on mesoclimate was ascertained on the basis of data from stations in the forest and meadow in the Jaszcze valley. In the plot investigated, which is transitional between *Fagetum carpaticum* and *Piceetum abietetosum*, the mean annual temperature of 4,2 °C was identical

with the temperature in the open; a fact deriving from the composition and vertical structure of the tree stand. In the annual course of mean monthly temperatures between May and July, the forest was cooler by 0,5 °C to 0,9 °C, whereas in January and February was warmer by 1,0 °C to 1,3 °C. It increased also mean temperatures at night by 1,0 °C and lowered temperatures in day-time by 0,8 °C. Most significant contrasts between temperatures in the forest and in the open occurred in summer, when the extinction of radiation in the tree canopy reached its maximum. Great differences appeared also in winter as a result of counteraction of the vegetation against radiating away of heat. Winter was shorter here by 2 days, early spring and spring, also growing season, longer by 3 days than on the meadow. There were 27 days fewer with frost and 9 days fewer with strong frost in the forest. The frostless period was longer by 38 days. In the warm season, the forest diminished the potential evaporation (sums smaller by more than 20 mm).

III. Microclimatic conditions in the Jaczeze and Jamne valleys

Microclimatic conditions, i. e. the regime of climatic elements in the air layer near ground level in small areas, are conditioned by the stratum, namely the exposition of slopes, differentiation of plant communities and soil. Thus, investigations of the meso- and microclimate call for a thorough analysis of the spatical distribution of climatic elements on the basis of a sound knowledge of the geographical milieu. Certain activities in recent years have been devoted to find sufficiently „sensitive” indicators, reflecting the amplexness of meso- and microclimatic differentiation. Special importance was here ascribed to 24-hr course of air temperature, stressing that it reflects the effect of basic factors: radiation and atmospheric circulation. It is also the exponent of a given element of relief in processes of heat exchange and connected local air circulation taking place in the valley. 24-hr changes of air temperature are smaller on convex forms; on concave forms they are greater. One may obtain a quantitative evaluation of these changes by an analysis of amplitudes of 24 hrs and mean temperatures in day-time and at night (GOLCBERG, 1967, MISZCZENKO 1962, 1967), the sums of active temperatures (KISS, 1959), or the frequency of variations between hourly values of air temperature and the mean temperature of 24 hrs (KOCH, 1961, 1965, SCHÖNE 1958).

Operating with data from several short series of microclimatic measurements in periods of calm and fine weather, and on the basis of the 24-hr course of temperature, 3 mesoclimatic regions were distinguished in areas of medium-high mountain relief. They reflect the effect of large concave and convex forms on the 24-hr course of temperature (Fig. 4). These regions are:

1. the region of cool summits, 2. the region of warmer, over-inversive slopes, and 3. the region of inversive valley parts, extending on the average 120 to 140 m above the valley bottom. The region of summits, remaining under the influence of frequent advection of air masses, reflects the differentiation of climatic elements, depending on the altitude above sea level. On the other hand the climatic conditions of both remaining regions are connected with their respective forms of relief. Within these regions appears a further distinction of climatic conditions, and various factors determine the definition of the successive lower units.

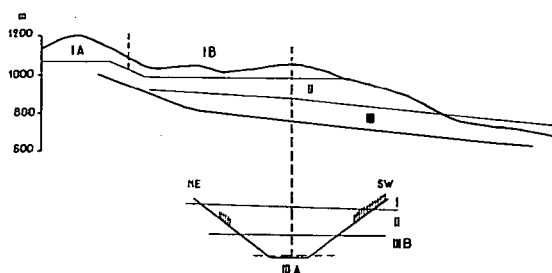


Fig. 4. Distribution pattern of mesoclimatic regions and sub-regions, as well as microclimatic regions in valleys in the southern slopes of the Gorce Mts. (in diagonal and longitudinal cross sections).

Explanations of symbols:

Longitudinal: I — region of cool summits (IA — of the main summit, IB — relatively warmer summits of lower ridges), II — warm, over-inversive slopes and low water-parting ridges, III — region of inversive valley parts.

Diagonal: IIIA — sub-region of valley bottoms, IIIB — lower parts of slopes, subject to inversion, IIa — microclimatic region of warmest, over-inversive slopes, IIb — microclimatic region of temperate warm, over-inversive slopes.

And so, in mesoclimatic regions, in connection with their differentiated relief (valley bottom, ridges), one may distinguish mesoclimatic sub-regions. Within the latter, mainly exposure (the amount of heat obtained) differentiates the thermal regime in the air layer near ground level. At a farther position appears the effect of plant communities, amongst which forest communities moderate, the 24-hr variations of climatic elements. The great mosaic of types and spatial patterns of plant communities becomes obvious in the occurrence of as many as 31 microclimatic sub-regions (Fig. 5 & Table 2).

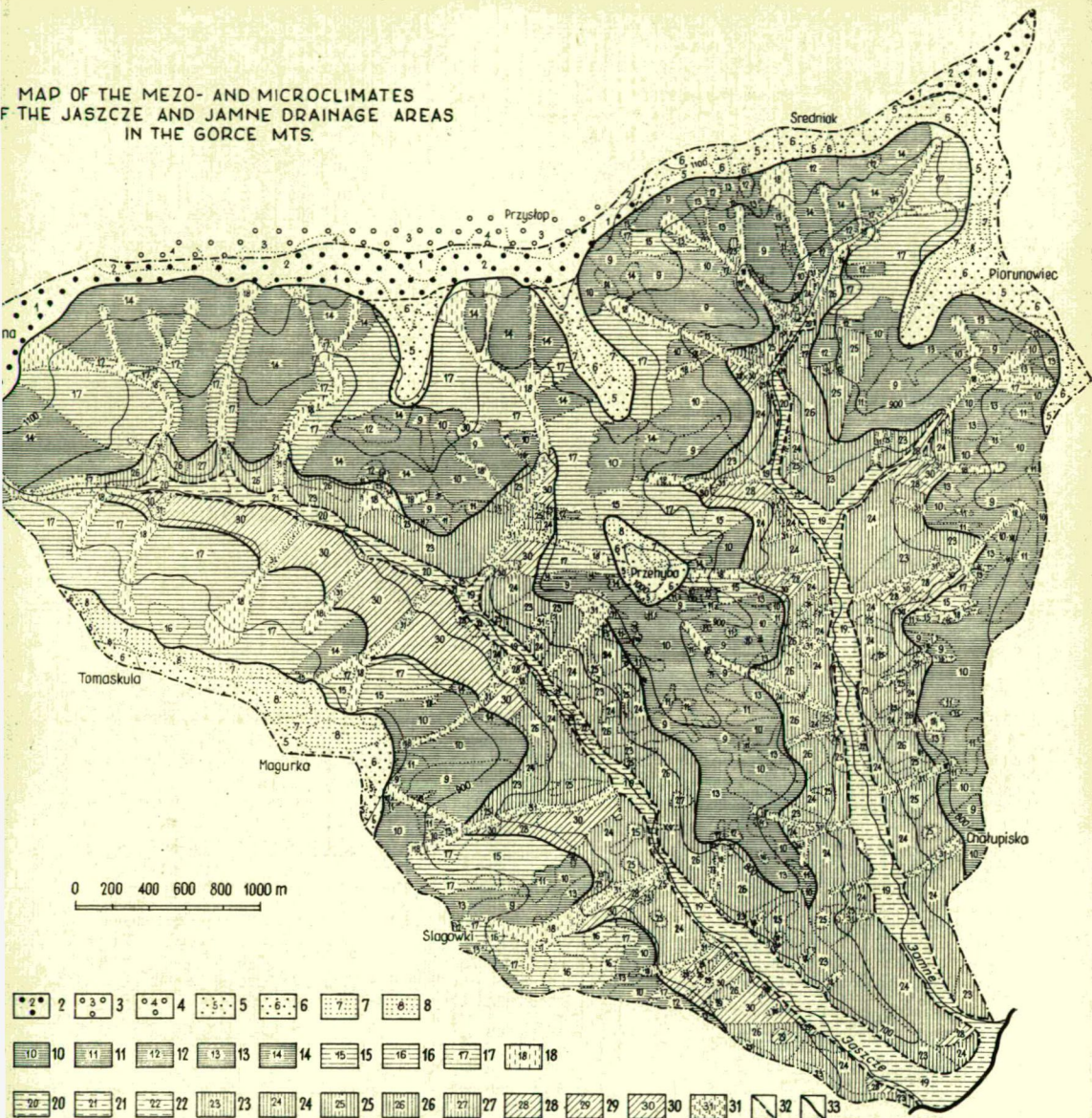
Depending on the altitude above sea level of ridges and valley bottoms, the mesoclimatic regions remain in different relations to the vertical climatic zones in all the Gorce Mts. In the Jaszcze and Jamne valleys, the mesoclimatic regions of warm, over-inversive slopes and inversive valley parts are located within the temperate cool zone. However, the summit region lies entirely in the cool climatic zone.

IV. Climatic contrasts in the Jaszcze and Jamne valleys

In both valleys investigated there are nearly similar mesoclimatic regions; nevertheless, there appear differences in the spatial distribution and percental share of structural units of lower order. This is conditioned by features of relief different for each valley and different extents of deforestation. The greatest contrast is visible between the upper parts of the drainage areas (Fig. 5). These differences illustrate excellently the causes of the annual thermal regime in both drainage areas.

The narrow Jaszcze valley is characterized within the mesoclimatic region of inversive valley bottoms by the alternate occurrence of numerous small distentions and contractions, which at night constitute reservoirs of

MAP OF THE MEZO- AND MICROCLIMATES
OF THE JASZCZE AND JAMNE DRAINAGE AREAS
IN THE GORCE MTS.



cool air, in day-time however are intensely warmed. Furthermore, the thermal-humidity conditions in the whole valley appear in sharper contrast between slopes overgrown by forest and those without any in the central and lower part of the valley, than between northern and southern slopes with compact forest complexes in the spring area. Compared with the Jamne drainage area, the meso- and microclimatic regime of the Jaszczce drainage area is harsher, the greatest differences appearing in the upper parts of the valleys. The wide valleyhead of the Jamne, exposed southwards, gets more heat, and milder thermal conditions are facilitated by a more even warming of the thinly forest-covered slopes with western and eastern exposure in the central

*Classification of meso- and microclimate in the Jaszczce and Jamne drainage areas
(Explanations to the map of meso- and microclimate)*

Meso-climatic region	Mesoclimatic sub-region	Microclimatic region	Microclimatic sub-region	Symbol on map
I Cool summits	A Cooler summits of main ridge, exposed to advection or fresh air masses mean 24 hrs' temp. 16,0—16,5 °C ;mean day temp. 17,0—17,5 °C; mean night temp. 14,0 °C; absolute amplitude of temp. 18,0 °C	a Warm southern slopes mean 24 hrs' temp. 16,5 °C; mean day temp. 17,5 °C; mean night temp. 13,8 °C; insolation period 10 hrs	a ₁ Forests of the association Piceetum subnormale with smaller 24 hrs' oscillations of air temp.; mean day temp. — mean night temp. = 2,5—3,0 °C; mean 24 hrs' amplitude 4,0—4,5 °C	1
			a ₂ Meadows and cultivated fields with larger 24 hrs' oscillations of air temp.; mean day temp. — mean night temp. = 3,5 °C; mean 24 hrs' amplitude up to 8,0 °C	2
		b Cool northern slopes mean 24 hrs' temp. 16,0 °C; mean day temp. 17,0 °C; mean night temp. 14,0 °C; insolation period shorter by about 1 h	b ₁ Forests of the association Piceetum subnormale with smaller 24 hrs' oscillations of air temp.; mean day temp. — mean night temp. = up to 2,5 °C; mean 24 hrs amplitude about 4,0 °C	3
			b ₂ Meadows and cultivated fields with relatively larger 24 hrs' oscillations of air temp.; mean day temp. — mean night temp. = 3,0 °C; mean 24 hrs' amplitude about 5,0 °C	4
	B Relatively warmer summits of lower ridges, situated in the lee of main ridge mean 24 hrs' temp. 17,2—18,5 °C; mean day temp. 18,0—19,5 °C; mean night temp.	a Warm southern slopes mean 24 hrs' temp. up to 18,5 °C; mean day temp. 18,5—1,95 °C; mean night temp. 15,0—16,5 °C;	a ₁ Forests of the association Piceetum subnormale with smaller 24 hrs' oscillations of air temp.; mean day temp. — mean night temp. = up to 2,0 °C; mean 24 hrs' amplitude about 4,0 °C;	5
			a ₂ Meadows and cultivated fields with larger 24 hrs' oscillations of air temp.; mean day temp. — mean night temp. = below 3,0 °C; mean 24 hrs' amplitude 6,0—7,0 °C	6

	15,0—16,5 °C; absolute amplitude of temp. 14,0 °C	b Cool northern slopes mean 24 hrs' temp. 17,0—17,5 °C; mean day temp. 18,0—18,5 °C; mean night temp. 15,5—16,5 °C; insolation period shorter by about 2 hrs' than on slopes exposed southernly	b ₁ Forests of the association Piceetum subnormale with smaller 24 hrs' oscillations of air temp.; mean day temp. — mean night temp. = below 2,0 °C;	7
			b ₂ Meadows and cultivated fields with relatively larger 24 hrs' oscillations of air temp.; mean day temp. — mean night temp. = 2,0—3,0 °C; mean 24 hrs' amplitude 6,0 °C;	8
II Warm, over-inversive slopes and low water-parting ridges		a Warmest, over-inversive slopes, strongly dried, with high 24 hrs' maxima and minima of air temp, mean 24 hrs' temp. 18,3—19,6 °C; mean day temp. 19,2—20,0 °C; mean night temp. 16,5 °C;	a ₁ Warmest, forestless slopes with southern exposition; mean day temp. — mean night temp. = 3,0—3,5 °C; mean 24 hrs' amplitude 7,0 °C;	9
			a ₂ Forestless slopes exposed W, E and lower parts of ridges below 1000 m above sea level, warm; mean day temp. — mean night temp. = 3,0 °C; mean 24 hrs' amplitude 6,5—7,0 °C;	10
			a ₃ Forest patches on slopes exposed W, S, E, slightly soothing 24 hrs' amplitudes; mean 24 hrs' amplitude lower by 1,0 °C compared to surroundings	11
			a ₄ Forest glades on slopes exposed W, S, E, with marked contrasts of day and night temp.; mean 24 hrs' amplitude up to 10,0 °C	12
			a ₅ Forest patches on slopes exposed W, S, E, with milder 24 hrs' amplitudes; mean 24 hrs' amplitude 4,0—4,5 °C;	13
			a ₆ Dense forest complexes on slopes exposed southwards and similar cooler ones, but warmer (by 0,5 °C) than at the remaining expositions; mean day temp. — mean night temp. = below 3,0 °C; mean 24 hrs' amplitude 3,0—4,0 °C;	14

Meso-climatic region	Mesoclimatic sub-region	Microclimatic region	Microclimatic sub-region	Symbol on map
III Inverse valley depressions		b Temperate warm, over-inversive slopes mean 24 hrs' temp. 17,0 °C; mean day temp. 18,0 °C; mean night temp. 15,5 °C	b ₁ Cooler, forestless slopes exposed northwards, with low mean day and 24 hrs' temp.; mean day temp. — mean night temp. = below 3,0 °C; mean 24 hrs' amplitude about 6,0 °C	15
			b ₂ Forest glades on slopes exposed NW, N, NE, with smaller 24 hrs' contrasts, less warmed in day-time; mean 24 hrs' amplitude up to 8,0 °C	16
			b ₃ Dense forests on northern slopes, as well as in other exposition, cooler, shaded and less warmed; mean day temp. — mean night temp. = 2,5 °C; mean 24 hrs' amplitude 3,0—4,0 °C	17
		c Chutes of flowing down cool air, pockets of cool air in landslide and wet depressions on slopes with mires		18
	A Valley bottoms with largest oscillations of day and night temperatures; mean 24 hrs' temp. 17,0 °C; mean day temp. 19,0 °C; mean night temp. 13,2 °C; absolute amplitude of temp. 19,0—21,0 °C;		a ₁ Pockets of cool air in strongly warmed distentions of valley bottoms with largest 24 hrs' oscillations of air temp.; mean 24 hrs' amplitude 13,5 °C;	19
			a ₂ Pockets of cool air in shaded, less warmed distentions of valley bottoms; mean 24 hrs' amplitude 12,0 °C	20
			a ₃ Valley narrowings between larger pockets of cool air, shaded and less warmed; mean 24 hrs' amplitude 12,0 °C	21
			a ₄ Wet areas (mires), with great air humidity and smaller 24 hrs' oscillations of air temp.; mean 24 hrs' amplitude 11,0—11,5 °C	22
	B Lower parts of slopes subject to inversion mean 24 hrs temp. raises from 17,0 to	a Warm slopes exposed ENE to S and on to WSW, better warmed and dried mean	a ₁ Warmest, forestless slopes exposed southernly; mean 24 hrs' amplituden 8,0—11,0 °C	23
			a ₂ Warm, forestless slopes with eastern and western exposition; mean hrs' amplitude 7,0—9,0 °C	24

18,0 °C; mean day temp. 19,0—10,5 °C; mean night temp. 13,5—16,0 °C;	24 hrs' temp. about 18,0 °C; mean day temp. about 19,5 °C; mean night temp. 13,5—16,0 °C (increases with raising altitude above the valley bottom) maximal 24 hrs deficit in air humidity more than 20 mb	a ₃ Forest patches on slopes exposed W, S, E, less warmed and cooled, slightly moderating 24 hrs amplitudes; mean 24 hrs' amplitude smaller on the average by 1,0 °C than surroundings	25
		a ₄ Compact forests of the association Fagetum carpaticum on slopes exposed, W S, E, cooler and showing smaller differences between mean day and night temp. (about 4,0 °C); mean 24 hrs' amplitude below 8,0—10,0 °C	26
		a ₅ Forest glades exposed southwards showing large thermal contrasts between day and night-time; mean 24 hrs amplitude up to 12,0 °C	27
	b Cooler and moister slopes exposed northwards mean 24 hrs' temp. 17,0—17,5 °C; mean day temp. about 19,0 °C; mean night temp. — as in „a” maximal 24 hrs deficit in air humidity up to 10 mb	b ₁ Forestless slopes exposed northwards, cooler in relation to slopes of other exposition; mean 24 hrs' amplitude 7,0—8,0 °C	28
		b ₂ Forest glades on slopes exposed northwards, with smaller 24 hrs' contrasts of day and night temp., slightly warmed in day-time; mean 24 hrs' amplitude 7,0—9,0 °C	29
		b ₃ Compact forests of the association Fagetum carpaticum with small 24 hrs' oscillations of air temp., cool; mean 24 hrs' amplitude about 4,0 °C	30
	c Chutes of flowing down cool air and wet depressions on slopes with mires, with lower mean 24 hrs' temperatures and frequently high air humidity; 24 hrs' temp. minima lower in chutes by 1,0—2,0 °C, in niches by 3,0—4,0 °C compared with surroundings; 24 hrs' maxima of the deficit in air humidity 6,0—8,0 mb		31

32 borders of sub-regions, 33 borders of regions

Attention

¹ Values given in table are preliminary; they refer to a level 100 and 150 cm above the ground and derive from permanent observation posts and investigation points „en route”, and were obtained in July 1963.

and lower part of the valley. The wide valley bottom constitutes here a uniform and compact reservoir of cool air, terminating in a bottleneck only just at the mouth of the Ochotnica valley.

V. Estimation of climatic conditions of the Jaszcze and Jamne valleys from the point of view of the needs of agricultural and forest management

The acquirement of knowledge about the climate of individual forms of relief and plant communities promotes the selection of areas with conditions most advantageous to agricultural management, and permits a comparison with the manner of land use practised up to now. Tilling in the area investigated is concentrated in the temperate cool zone. With increasing altitude above sea-level the air temperature decreases, the growing season becomes shorter (175 to 128 days), and precipitation increases. The mesoregion of warm, over-inversive slopes, the microclimatic sub-region of warmest slopes exposed southwards (IIaa₁), with earliest disappearance of snow cover, soonest of the soil in spring, and least exposure to frost is most advantageous to cultivation. Similarly favourable, on account of their long growing season, are bottom — mostly valley parts (about 600 m above sea level), in spite of the danger of frost, and also somewhat less warmed, over-inversive sectors of slopes exposed east- and westwards (IIIaa₂). As shown on the map (Fig. 5), more area suitable for cultivation concentrates in the Jamne valley, especially in its upper part. The present state of land use is in most instances correct, as cultivated fields reaching a record altitude for the Beskides of 1150 m above sea level, are situated frequently in the central and upper parts of slopes, while lower parts are covered by forest.

The occurrence in the Gorce Mts. of a border of cultivated fields situated at such a high altitude is conditioned not only by economic considerations, but it reveals also the keen practical knowledge of the highlanders about the features of climatic conditions. These same considerations determine also the shifting of the border of orchards on the southern slopes of the Jamne valley to altitudes exceeding 900 m above sea level, a record altitude of its kind within all the Polish Carpathian Mts. However, on the slopes with northern exposition, the cultivation/timber line appears about 900 m above sea level. These facts prove, that the differentiation of meso- and microclimatic conditions in the area of medium-high mountains is one of the most important factors reflecting on the whole of man's management in the natural habitat.

REFERENCES

- AULITZKY, H.: Lage und Ausmass der „warmen Hangzone“ in einem Quertal der Innentalpen. *Annalen der Meteorologie*, 3. Die Meteorologen-Tagung in München von 27. bis 30. April 1966. Offenbach am M. 1967.
- BÖER, W.: Zum Begriff des Lokalklimas. *Zeitschrift für Meteorologie*, 13, 1959.
- GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig 1961.
- GOLDBERG, I. A.: Rajonirowanije territorii SSSR po osnovnym faktoram, opredielajuszim osobiennosti mikroklimata. *Mikroklimat SSSR*. Leningrad 1967.

- HESS, M.: Pietra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich (Vertical climatic zones in the Polish Western Carpathians). *Zeszyty Naukowe U. J.*, 115, Prace Geograficzne, 11. Kraków 1965.
- HESS, M.: O mezoklimacie wypukłych i wklęsłych form terenowych w Polsce Południowej (On mesoclimate of convex and concave landforms in South Poland). *Przegl. geofiz.* XI—XIX, 1, Warszawa 1966 a.
- HESS, M.: O wpływie ekspozycji terenu na klimat w Polsce Południowej (On the influence of slope exposure on climate of South Poland). *Przegl. geofiz.* XI/XIX, 3, Warszawa 1966 b.
- KAISER, H.: Über den Strahlungstyp und den Windtyp des Mikroklimas. *Met. Rundschau*, 11, 1958.
- KISS, Á.: Angaben zur Erwärmtheit einer Sanddüne. *Acta Climatologica*, I, 1—4. Szeged 1959.
- KOCH, H. G.: Die warme Hangzone. Neue Anschauungen zur nächtlichen Kaltluftschichtung in Tälern und an Hängen. *Zeitschr. für Meteorologie*, 15, 1961.
- KOCH, H. G.: Geländeklimatologie und geländevergleichende Betrachtungen im thüringischen Raum. *Wissenschaftliche Zeitschr. der F. Schiller — Universität Jena. Mathem. Naturwissenschaftl. Reihe*, 14, 1965.
- MÄDE, A.: Über die Methodik der meteorologischen Geländevermessung. *Sitz. Ber. DAL.* 5. Berlin 1956.
- MISZCZENKO, Z. A.: Sutocznyj chod temperatury wozducha i jego agroklimaticzeskoje znaczenije. Leningrad 1962.
- MISZCZENKO, Z. A. — NIKOLAJEWA, Z. J.: Osobiennosti dnevnogo i nochnogo rezima temperatury wozducha letom. *Mikroklimat SSSR*. Leningrad 1967.
- OBREBSKA — STARKŁOWA, B.: Mezoklimat zlewni potoków Jaszcze i Jamne (Mesoclimate of Jaszcze and Jamne drainage areas). *Studia Naturae*, s. A, 3. Kraków 1969.
- OBREBSKA — STARKŁOWA, B.: Stosunki mikroklimatyczne pogranicza pieter lesnych i pól uprawnych w Goreach (Microclimatic conditions on the border of forest belts and arable land in Gorce Mts.). *Zeszyty Naukowe U. J.*, Prace geograficzne, 23. Kraków 1969.
- SAPÓZNIKOWA, S. A.: Mikroklimat i klimat lokalny. Warszawa 1953.
- SCHÖNE, V.: Geländeklimatische Untersuchungen im Forschungsraum Huy-Hakel der Deutschen Akademie der Landwirtschaftswissenschaften. *Angew. Meteorologie*, III, 5. Berlin 1958.
- STRUZKA, V.: Metody badań bioklimatycznych. *Przegl. Zagr. Lit. Geogr.*, 3. Warszawa 1959.
- WAGNER, R.: Mikroklimatárségek és térképezésük (Mikroklimatische Gebiete und ihre Kartierung). *Földrajzi közlemények*, 1956.

From the Geographical Institute of the JAGIELLONIAN UNIVERSITY, Department of Climatology and Meteorology Kraków



ANGABEN ZUR UNTERSUCHUNG VON LOKALEN TALKKLIMAS

von J. BOROS

Zusammenfassung: Das Mikroklimatologische Institut der József Attila Universität von Szeged hat im Sommer 1962 Ortsklimauntersuchungen im ungarischen Bükk-Gebirge ausgeführt. Der Zweck der Untersuchungen war die Wirkung der Reliefformen auf das Hochtal-Ortsklima zu bestimmen.

Die Beobachtungen wurden an fünf Stationen, die in drei Tälern verschiedenen Typs aufgestellt waren, mittels Klimahütten, die mit Registrierapparaten versehen waren, ausgeführt.

Die Temperaturmaxima werden von der Richtung der Hänge und dem Fallwinkel beeinflusst; die Form der Täler beeinflusst die Grösse der Minima. Die grössten Amplituden der Lufttemperatur und der Luftfeuchtigkeit treten in den geschlossenen, bassinartigen Tälern auf. Die Extremwerte der Lufttemperatur und besonders die Zeitpunkte der Minima sowie der Tagesgang der zwei meteorologischen Elemente werden von den lokalen Winden beeinflusst.

Summary: The Microclimatological Institute of the József Attila University of Szeged investigated local climate in the Hungarian Bükk mountains in the summer of 1962. The investigations were aimed at finding out the influence of different relief formations on the local climate of high valleys.

Observations were carried out at five stations set up in three different types of valley using instrument shelters equipped with recording apparatuses.

The temperature maxima are influenced by the direction and inclination of the slopes; the form of the valleys influences the values of the minima. The largest amplitudes of the air temperature and air moisture occur in the closed, basinlike valleys. The extreme values, and especially the time of occurrence of the minima as well as the diurnal variation of the three meteorological factors are influenced by the local winds.

Nach R. WAGNER (1956) bildet sich im genetischen System der Klimas das „Lokalklima“ „in der Gesamtwirkung von sich territorial in Einheit befindlichen und in gewisser Hinsicht identischen Mikroklimas“. Ein lokaler Klimaraum kann — den Mikroklimaten ähnlich — auf Grund der orographischen und morphologischen Bedingungen, sowie der durch das Substrat determinierten Lage bestimmt werden. Die Charakteristik des Lokalklimas mit Hilfe von effektiven Angaben wird mit Messungen durchgeführt.

R. WAGNER (1955, 1956) unterscheidet in den hohen B ü k k g e b i r g e n im Raume von H o s s z ú b é r c zwei lokale Klimatypen: das Lokalklima von hochliegenden Tälern und das Gebirgsklima.

Im Laufe der bei H o s s z ú b é r c ausgeführten Forschungen wurde die Abgrenzung der Lokalklimas mit Hilfe eines dichten Mikroklima-Stationen-netzes und der Kartierung der Mikroklimare vorgenommen.

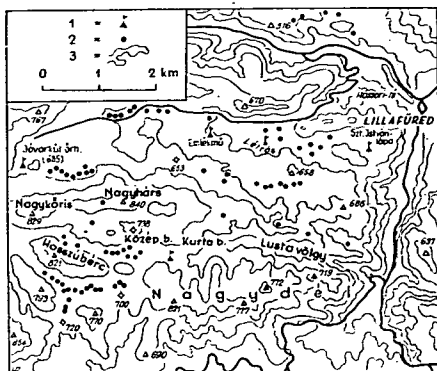


Abb. 1. Höhenlinienkarte des Untersuchungsgebietes.

Zeichenerklärung:

- 1 — Klimastation
- 2 — Doline
- 3 — Höhenlinien

Bei unseren Untersuchungen wurden die Messungen mit Hilfe der an den ausgewählten Gebieten aufgestellten Klimastationen ausgeführt. Die ausgewählten Gebiete sind mit Gebirgswiesen bedeckte hohe Täler die an einer fast gleichen Meereshöhe liegen. Auf Grund der morphologischen Lage der Substrate, sind diese Gebiete lokale Hochtal-Klimaräume.

Das Ziel der Untersuchungen war festzustellen, welche Unterschiede im Lokalklima von den abweichenden morphologischen Eigenschaften der Täler mit identischem Substrate und mit fast gleicher Meereshöhenlage hervorgerufen werden. Die Messungen wurden auf der Hochebene der Bükkgebirge (Komitat Borsod) ausgeführt. Die Hochebene wird von 50–150 m hohen Bergkämmern auf Täler der verschiedensten Form aufgeteilt. In den Tälern finden wir teils Wälder, teils Bergwiesen.

Die Messungen wurden in den folgenden Tälern durchgeführt: (Abb. 1). (In den Bezeichnungen haben wir uns an die lokalen, möglichst in den Karten angegebenen Namen befolgt, und an Mangel von solchen haben wir die Täler nach den begrenzenden Bergen oder nach einer anderen Charakteristik benannt).

Station 1.: Das von dem Berg Középbérc (800 Meereshöhe) und Kurtabérc (790 m) umgrenzte, in der Höhe von 740 m liegende W—E gerichtete längliche Tal. (Im weiteren: Kurtabérc).

Station 2.: Das Tal von Jávorkút (670 m) wird von den 800–830 m hohen Gipfeln von Jávorhegy, Kerekhegy, Kiscsipkés, Nagykőrös umgrenzt, die Richtung des Tales ist SW—NE. Das Tal ist nach NE offen und in der Richtung von SW mündet es in den Bergsattel von Kiscsipkés und Nagykőrös (im weiteren: Jávorkút).

Station 3.: Das durch die Berge Szárdoka (670 m) und Feketesár (660 m) umgrenzte Létrás (550 m) ist ein mit kleineren Dolinen gegliedertes und E—W gerichtetes Tal. (Im weiteren: Létrás).

Station 4.: Szt. István's Moor (540 m) ist ein mit 600–650 m hohen Gipfeln eingeschlossenes beckenartiges Tal, eine Fortsetzung des Létrás, ein Gebiet ohne Abfluss, mit 6–10 m tiefen Dolinen und Wasserschlängern. Das Becken ist bloss in der Richtung von Létrás über einem Bergsattel offen. Der niedrigste Punkt liegt etwa 15 m tiefer als das Tal von Létrás (im weiteren: Szt. István's Moor).

Station 5.: An einer Wiese mit der Streichungsrichtung WSW—ENE

in einer Entfernung von etwa 1 km von der Station L é t r á s gegen E. Die Wiese begrenzt den Bach L é t r á s und hat eine Neigung von 4—5°. Die Höhe der Station ist 580 m jene des Baches 565 m (im weiteren benennen wir die Station von dem dort befindlichen Partisanendenkmal — im ungarischen „Emlékmű” — E m l é k m ű).

Auf Grund ihrer morphologischen Eigenschaften wurden die Täler in die folgenden Gruppen eingeteilt:

1. Longitudinal gerichtete, breite
 - a) offene Täler (L é t r á s , K u r t a b é r c)
 - b) an einer Ende abgeschlossenes Tal (J á v o r k ú t), hier liegt die Station in einer Entfernung von etwa 300 m von der Sperrung des Tales;
2. Abgeschlossenes, beckenartiges Tal mit stark gegliederter Oberfläche (S z t . I s t v á n ' s M o o r);
3. „V”-förmiges Tal mit einem gleichmässig abfallenden Talhang (E m l é k m ű).

An allen 5 Orten wurde je eine Klimastation aufgestellt, die mit August'schem Psychrometer, mit Minimum- und Maximumthermometer und Thermohygrograph ausgerüstet waren. Die Ablesung der Instrumente erfolgte täglich zweimal, im allgemeinen in den Morgen- und Abendstunden, manchmal wurden aber zum Zwecke der genaueren Bestimmung des Korrektionsfaktors der Registrierinstrumente auch in den Mittagsstunden Messungen ausgeführt.

Die Stationen waren vom 28. Juli bis 25. August 1962 in Funktion. Aus dieser Serie wurde einerseits die Angabenreihe vom 1—25 August, bzw. die Tage 1, 2, 3, 4, 7, 10, 11, 12, 13 und 14 ausgewählt. An diesen Tagen war an unserem Forschungsgebiete wenig Bewölkung und unbehinderte Bestrahlung, so dass die lokalen Effekte zur Geltung kommen konnten.

Im Laufe der Angabenbearbeitung wurden, nach einem Vergleiche der Angaben der Instrumente mit direkter Ablesung, ihre Korrektionswerte bestimmt, und aus den Angaben 10tägige Mittelwerte gebildet.

Parallél mit den Messungen des Lokalklimas wurden auch förtlaufende Mikroklimamessungen in J á v o r k ú t und K u r t a b é r c , sowie einige Tage auch bei L é t r á s und E m l é k m ű vorgenommen. Die Angaben der Mikroklimamessungen wurden in einigen Fällen zum Zwecke der Kontrolle verwendet.

Die Extremwerte der Lufttemperatur

Bei der Analyse der Extremwerte der Lufttemperatur wurden die Angaben der Maximum- und Minimumthermometer, bzw. die aus diesen Angaben errechneten 10tägigen mittleren Minima und Maxima verwendet.

Im Maximumwerte sind zwischen den einzelnen Stationen keine grossen Unterschiede zu verzeichnen. Das Maximum ist bei L é t r á s am höchsten (27,0° C) und bei K u r t a b é r c am niedrigsten (25,5° C). Wenn also sämtliche Stationen in Betracht gezogen werden, so ist die Abweichung der Maxima 1,5° C. (Tabelle I).

Viel grössere Abweichungen können in den 10tägigen Durchschnitt der Minima vorgefunden werden. Die 5 Stationen können auf Grund der Minima in drei Gruppen eingereiht werden:

die Minima sind fast identisch bei J á v o r k ú t , K u r t a b é r c

und L é t r á s (10,9—11,4 °C);
das Minimum ist hoch bei E m l é k m ű (12,7 °C) und
extrem niedrig bei S z t . I s t v á n ' s M o o r (6,1 °C).
Im 25tägigen Durchschnitte sind die Extremwerte von einem ähnlichen
Charakter mit niedrigeren Maxima und Minima.

Tabelle I.

Mittelwert der Lufttemperatur; durchschnittliche Extremwerte (C°)

Station	10 Tage				25 Tage			
	Mittel	durchschnittlich			Mittel	durchschnittlich		
		Max.	Min.	Δ		Max.	Min.	Δ
K u r t a b é r c	18,9	25,5	11,3	14,2	17,6	24,6	9,8	14,8
J á v o r k ű t	18,6	25,7	11,4	14,3	17,7	24,4	9,8	14,6
L é t r á s	19,3	27,0	10,9	16,1	18,4	25,5	9,7	15,8
E m l é k m ű	20,2	26,7	12,7	14,0	18,6	24,3	12,4	11,9
S z t . I s t v á n ' s M o o r	17,2	26,4	6,1	20,3	17,0	24,4	7,5	16,9

Nach einer Untersuchung der 25tägigen Häufigkeitsverteilung der Extremwerte zwischen Wertgrenzen von 1° C wird es ersichtlich, dass die unteren und oberen Wertgrenzen der vorkommenden Maxima, sowie die oberen Wertgrenzen der Minima an den 5 Stationen fast gleich sind. Die extrem niedrigen Minima weisen aber bereits eine Streuung zwischen breiten Grenzen auf. (Tabelle II).

Die höchsten Minima der 5 Stationen liegen zwischen 15,0—16,9°C, also im Intervall von 2°C, die niedrigsten Minima aber zwischen 1,0—7,9°C, also im Intervall von 7°C.

Die grössten Streuungen der Minima (1,0—16,9°C) können bei S z t . I s t v á n ' s M o o r beobachtet werden und bei E m l é k m ű kommen nur Werte zwischen 7,0—15,9°C vor. Die Wertgrenzen der anderen 3 Stationen sind fast gleich.

Die Auswirkungen der morphologischen Unterschiede der Oberfläche sind also in den Minimumwerten, und ganz besonders in den extremal niedrigen Minimumwerten fühlbar.

An klaren windstillen Nächten sammelt sich die kalte Luft der Umgebung auf S z t . I s t v á n ' s M o o r, wo kein Abfluss ist; es bildet sich ein Kaltluftsee, und dadurch werden die niedrigen Minima hervorgerufen.

E m l é k m ű unterscheidet sich morphologisch von S z t . I s t v á n ' s M o o r und das wirkt sich in der kleinen Streuung der Minima aus. Auf dem Hange fliesst die kalte Luft hinunter zum Bett des Baches L é t r á s. Unmittelbar im Tal des Baches wurde an klaren windstillen Nächten die Anhäufung der kalten Luft beobachtet, sie erreichte aber nicht die Höhe der Klimastation. In den Nachtstunden, wo kein äusserer Advektionseffekt vorhanden war, haben wir, — obwohl an Mangel der erforderlichen empfindlichen Instrumente keine quantitative Messungen vorgenommen werden konnten, — eine gut merkbare lokale Luftströmung zwischen dem höher liegenden Walde und der Wiese beobachtet.

Die geringe Streuung der Minima wird von der abfliessenden kalten Luft

Tabelle II.

Häufigkeit der Maximum- und Minimumwerte in Intervallen von 1°C
zwischen 1—25 August 1962.

$^{\circ}\text{C}$	Zahl der Fälle									
	Kurtabérc		Létrás		Emlékmű		Jávorkút		Szt. István's Moor	
	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.
1,0—1,9										1
2,0—2,9										1
3,0—3,9										0
4,0—4,9				1						4
5,0—5,9				1				1		3
6,0—6,9		1		0				0		1
7,0—7,9		0		1		2		0		7
8,0—8,9		3		2		3		0		2
9,0—9,9		4		2		1		3		0
10,0—10,9		1		1		3		2		2
11,0—11,9		5		5		0		6		1
12,0—12,9		5		7		5		5		2
13,0—13,9		0		3		5		5		0
14,0—14,9		5		1		3		1		0
15,0—15,9	1	1		0		3		1		0
16,0—16,9	1			1	1			1		1
17,0—17,9	0		1		1		0		1	
18,0—18,9	1		2		1		2		2	
19,0—19,9	1		0		1		2		0	
20,0—20,9	2		1		0		0		1	
21,0—21,9	6		2		2		4		2	
22,0—22,9	0		1		3		1		0	
23,0—23,9	2		2		4		5		6	
24,0—24,9	3		5		1		0		3	
25,0—25,9	1		0		1		4		0	
26,0—26,9	4		2		2		3		4	
27,0—27,9	3		6		4		2		3	
28,0—28,9			2		3		0		1	
29,0—29,9			1		1		1		2	
30,0—30,9										

und durch die von den höheren Teilen des Hanges abfliessende, relativ wärmere Luft verursacht. Gegen die niedrigeren Niveaus nimmt das Minimum stufenweise ab, und in dieser Weise wächst die tägliche Fluktuation immer mehr. Hier ist infolge der Luftbewegung der Gang der nächtlichen Abkühlung nicht gleichmässig. Die mittlere Variabilität der sogenannten „Etappe der langsamen Abkühlung“ ist grösser, als in den breiteren Tälern. Nach den Angaben der Emlékmű ausgeführten Mikroklimamessungen war neben der Klimastation in einer Höhe von 10 cm die mittlere Variabilität der

Temperatur (1) in der Nacht vom 8/9 August zwischen 21 und 04 Uhr $\frac{0,50^{\circ}\text{C}}{15 \text{ Minuten}}$;
 15 m tiefer: $0,51^{\circ}\text{C}/15 \text{ Minuten}$, wogegen in J á v o r k ú t zu der selben Zeit
 bloss $0,30^{\circ}\text{C}/15 \text{ Minuten}$. Die mittlere Variabilität und der hohe Wert der Minima
 beweisen,

$$\frac{\sum_{i=1}^{n-1} (t_i - t_{i+1})}{n-1} \quad (1)$$

dass die infolge der Wirkung des Hanges, bzw. des Unterschiedes der Substrate sich ausbildende Luftströmung sogar die milden Hänge gegen die starke Abkühlung beschützt.

Bei E m l é k m ü nimmt die Temperaturdifferenz zwischen den Höhen von 10 und 150 cm gegen das Bachbett infolge der angehäuften kalten Luft zu. Neben der Klimastation an dem mit durchschnittlich $1,4^{\circ}\text{C}$ und 15 m niedrigeren Niveau ist die Differenz bereits $2,2^{\circ}\text{C}$.

Aus der Verteilung der Maximum- und Minimumwerte folgt, dass die tägliche Fluktuation entscheidend von den Minimumwerten bestimmt wird. Die 10tägige durchschnittliche Fluktuation ist bei S z t . I s t v á n ' s M o o r ($20,3^{\circ}\text{C}$) am grössten und bei E m l é k m ü ($14,0^{\circ}\text{C}$) am kleinsten.

Der Tagesgang der Lufttemperatur

Der Tagesgang der Lufttemperatur wird auf Grund der aus den Angaben der Thermographen der Glashäuser gebildeten 10tägigen Mittelwerten untersucht.

Im Laufe der Behandlung des Tagesganges der Temperatur werden die Zeitpunkte der Ausbildung der Extremwerte, die Etappen der Erwärmung und der Abkühlung, und die Geschwindigkeit der Erwärmung und Abkühlung verglichen.

Die Zeitpunkte der Ausbildung der Maxima ist an den einzelnen Stationen der selbe (16 Uhr), eine Ausnahme bildet J á v o r k ú t, wo auf Grund des 10tägigen Durchschnittes das Maximum um 14 Uhr beobachtet wird (Tabelle III).

In der Häufigkeitstabelle wurde die 10tägige und die komplette 25tägige Angabenserie bearbeitet. Es ist evident, dass die Abweichung von den häufigsten Werten von keiner symmetrischen Verteilung ist: die Häufigkeit der Vormittagsstunden ist höher, vor allem in der 25tägigen Reihe. Infolge der Zunahme der Bewölkung in den Mittagsstunden, bzw. als Effekt der Luftmassenänderungen kann das Maximum früher Eintreffen. Bei J á v o r k ú t und K u r t a b é r c setzte das Maximum infolge der Beschränkung des Horizonts früher ein als an den übrigen Stationen, die Temperatur war aber selbst in den Stunden nach dem Maximum bloss mit $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$ niedriger.

Bedeutend grösser ist die Streuung der Zeitpunkte der Minima. Die häufigsten Werte sind in den 10tägigen und 25tägigen Reihen die gleichen, an 4 Stationen kommt der häufigste Wert um 5 Uhr vor, bei J á v o r k ú t ist das Minimum am häufigsten um 24 Uhr zu beobachten (Tabelle IV).

Wir haben die Werte der Windgeschwindigkeit und der Windrichtungen

Tabelle III.

Häufigkeit (%) des Eintreffenszeitpunktes der Maximumwerte, auf Grund von
10 und 25tägigen Beobachtungsreihen

Station	Tage	U h r							
		11	12	13	14	15	16	17	18
Kurtabérc	10	10				60	20	10	
	25	4		8	8	44	28	8	
Létrás	10				10	10	70	10	
	25	4		8	16	24	48	4	
Emlékmű	10					10	60	20	10
	25			8	16	20	32	20	4
Jávorkút	10				40	30	30		
	25			12	40	28	16	4	
Szt. István's Moor	10				20	20	60		
	25		4	4	20	36	24	12	

Tabelle IV.

Häufigkeit (%) des Eintreffenszeitpunktes der Minimumwerte
auf Grund von 10 und 25tägigen Beobachtungsreihen

Station	Tage	U h r											
		21	22	23	24	1	2	3	4	5	6	7	8
Kurta- bérc	10					10		10	30	50			
	25	4			12	12	8	4	16	36	4		4
Létrás	10		10			10	10		20	50			
	25		4	8	28	8	4		12	32	4		
Emlék- mű	10		10			10			10	70			
	25		8		20	8	8		8	48			
Jávorkút	10				40		10		20	30			
	25	4		16	32		12		20	16			
Szt. Ist- ván's Moor	10				20			10		70			
	25	4	28	4	12	4	4	4	40	4			

zu den gleichen Zeitpunkten in Jávorkút und Kurtabérc verglichen. An den hier befindlichen Mikroklimastationen wurden die Windmessungen bei Tag und bei Nacht viertelstündlich durchgeführt. Der 10tägige Durchschnitt der stündlichen Verteilung der Windrichtungshäufigkeiten beweist, dass in Jávorkút eine Windstille nur sehr selten vorkommt. Zwischen 22 Uhr und morgens 5 Uhr kommt Windstille nur mit einer Häufigkeit von 26—60% vor, wogegen bei Kurtabérc zu dieser Zeit praktisch eine vollkommene Windstille herrscht (Tabelle Va, Vb).

Tabelle V/a

Stündliche Verteilung der Windrichtungshäufigkeiten in Jávorkút (%) 10tägiger Durchschnitt

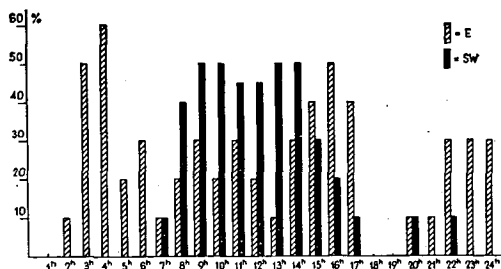
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Täglich
N																									
NE																									
E							10	40	50	50	40	40	50	50	30	20	10			10		10			17,0
SE	10	10	10		10	10	10	10		20	20	30	20		10	10	20	10	10	10			10	10	10,5
S	20	20	10		10	10	10	30	20	10		10	10	10	20	20					20	40	20	30	13,4
SW		10	50	60	20	30	10	20	30	20	30	20	10	30	40	50	40			10	10	30	30	30	24,1
W	10		10	10	10		10				10		10					10					10		3,8
NW																									
C	60	60	20	30	50	50	50							10			30	80	90	70	70	20	30	30	31,2

Tabelle V/b

Stündliche Verteilung der Windrichtungshäufigkeiten (%) in Kurtabérc (9tägiger Durchschnitt)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Täglich
N									11																0,5
NE										11		11													1,0
E								11	22	22	22	34	34	22		11									7,4
SE	11	11							11		22	11		11	22										4,1
S								11																	0,5
SW			11	11	11	11	11	11		22			11		11										4,6
W								22	45	22	22	22	22	22	22	34	11								10,2
NW					11	22		11	11	22	34	11	22	34	22	11	11	11	11						10,2
C	89	89	89	89	78	67	89	34				11	11	11	23	44	78	89	89	100	100	100	100	100	61,5

Abb. 2. Stundenhäufigkeit der Winde SW und E (Jávorkút, 10tägiger Durchschnitt)



Die herrschenden Windrichtungen entsprechen den Richtungen der Lage der Täler: bei Jávorkút ist die häufigste Windrichtung E und SW, bei Kurtabérc E und W. Bei Jávorkút wehen zu den Tagesstunden, zwischen 7—17 Uhr Winde der Richtung SE und S; in den Nachstunden aber ist der SW—Wind vorherrschend, mit einer 10tägigen Durchschnittsgeschwindigkeit von 20—50 m/min. (Abb. 2).

Dieses sich täglich bei Tag und Nacht abwechselnde und beinahe einander entgegenrichtete Windsystem ist der lokale Berg-Tal Wind. Das vorkommende Frühminimum wird von dem Mischeffekt des lokalen Windes verursacht. Das Minimum um morgens 5 Uhr kommt am häufigsten bei Emlékmű vor, es weist aber auch eine grosse Häufigkeit bei Szt. István's Moor auf.

Im Tagesgang der Lufttemperatur können die Etappen der Erwärmung und der Abkühlung die folgenden Unterschiede beobachtet werden: in dem täglichen Temperaturgang von Jávorkút, Kurtabérc, Létrás und Emlékmű sind bloss die Extremwerte verschieden, der Gang ist annähernd der gleiche. Bei Szt. István's Moor ist die Temperaturänderung in den Erwärmungs- und Abkühlungsetappen bedeutend intensiver. (Tabelle VI, Abb. 3/a, 3/b). Auf Grund des 10tägigen Durchschnittes liegt die Geschwindigkeit der Erwärmung zwischen 6—7 Uhr bei 8,3°C (Stunde, an den anderen Stationen aber bloss bei 3,9—5,6°C/Stunde.

Der Temperaturgang ist in den Vormittags- und frühen Nachmittagsstunden an allen Stationen ähnlich. Die Abkühlung ist bei Jávorkút und Szt. István's Moor am intensivsten.

Eine interessante Erscheinung kann in dem Tagesgang beobachtet werden. Die Geschwindigkeit des Ansteigens der Temperatur wird nach der intensiven Etappe vom Morgen langsamer und sinkt auf die Werte von 0,2—0,7°C Stunde; zwischen 12—14 Uhr steigt sie wieder an bis zu Werten von 0,2—0,5°C/Stunde. Diese Erscheinung kann an allen Stationen beobachtet werden.

Feuchtigkeitsgehalt der Luft

Der absolute und relative Feuchtegehalt der Luft wurde auf Grund der 10tägigen Stundenmittel der Registrierinstrumente untersucht. (Abb. 3/a, 3/b).

Bei den untersuchten Gebieten wurden auf Grund des Dampfdruckes und der relativen Feuchtigkeit 3 Typen unterschieden.

Typ a): Die Tagesgänge von Emlékmű, Kurtabérc und Lét-

Tabelle VI.

Veränderlichkeit der 10tägigen Mittel der Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$)

Station	Uhr											
	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12	12—13
Kurtabérc	—0,1	—0,1	—0,8	—0,1	1,6	4,8	2,5	1,4	0,6	0,5	0,2	0,8
Létrás	—0,3	—0,2	—0,2	—0,2	2,3	5,6	3,1	0,4	0,7	0,5	0,6	1,0
Emlékmű	—0,2	—0,3	—0,4	—0,2	1,3	4,7	3,1	1,4	0,5	0,2	0,4	0,8
Jávorkút	0,1	—0,2	—0,2	0,0	1,2	3,8	3,9	1,4	0,6	0,3	0,7	0,3
Szt. István's Moor	—0,8	—0,5	—0,3	—0,2	3,5	8,3	2,7	1,0	0,7	0,5	0,7	1,0

Station	Uhr										
	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22	22—23	23—24
Kurtabérc	0,7	0,3	0,2	—0,3	—1,3	—2,9	—2,6	—1,8	—0,9	—0,7	—0,5
Létrás	0,7	0,3	0,4	—0,6	—2,1	—3,7	—2,6	—1,7	—1,5	—0,5	—0,2
Emlékmű	0,4	0,2	0,6	—0,5	—1,1	—3,4	—2,3	—1,1	—1,3	—0,5	—0,3
Jávorkút	0,9	—0,1	0,0	—0,5	—0,8	—4,5	—2,5	—1,5	—0,7	—0,4	—0,4
Szt. István's Moor	0,8	0,2	0,0	—0,3	—1,5	—4,4	—4,0	—2,9	—1,7	—0,9	—0,8

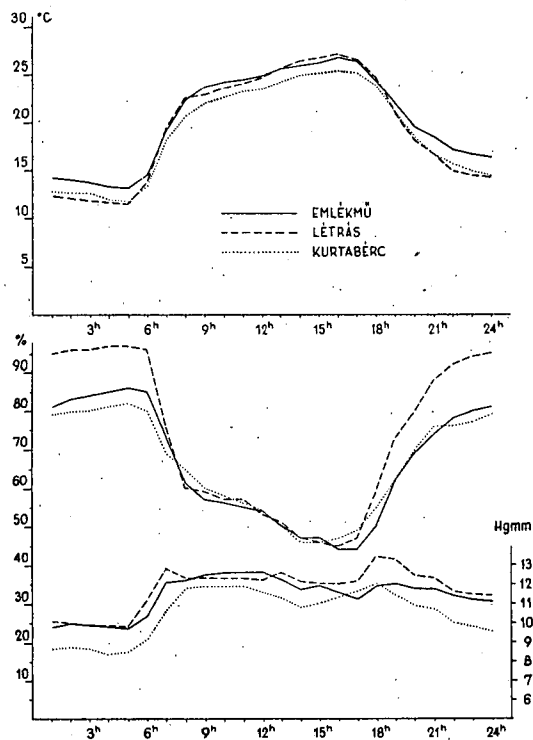


Abb. 3a. Tagesgang der Lufttemperatur, der relativen Feuchte und des Dampfdruckes (10tägiger Durchschnitt)

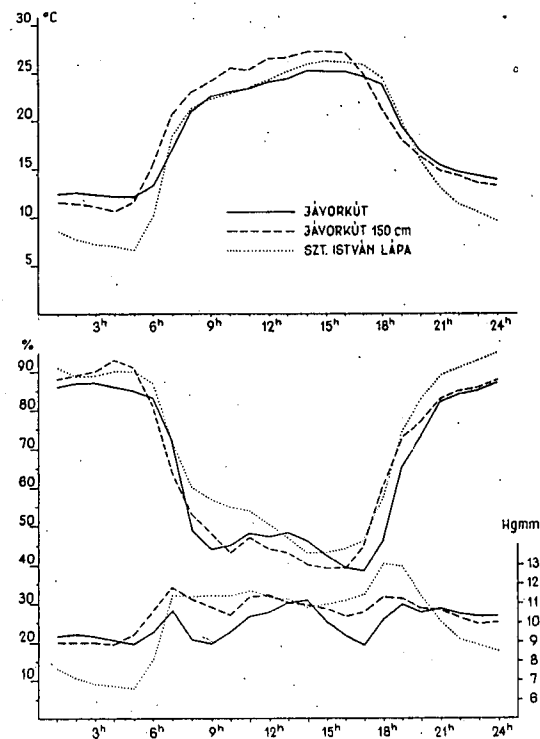


Abb. 3b. Tagesgang der Lufttemperatur, der relativen Feuchte und des Dampfdruckes (10tägiger Durchschnitt)

rás sind nahezu parallel. Die grösste Abweichung kann in den Feuchtigkeitsverhältnissen von Létrás festgestellt werden. In den Nachtstunden kommt ihre relative Feuchtigkeit in 10tägigem Durchschnitt 100% nahe. In den Abendstunden ist das Maximum des Dampfdruckes mit 1,4 Hgmm höher, als an den anderen zwei Stationen. Der hohe relative Feuchtigkeitsgehalt steht mit diesem Umstand in Zusammenhang. Létrás kann als Durchgangstyp zum.

Typ b) (Szt. István's Moor) angesehen werden, wo der Tagesgang von an den vorigen Typus erinnernden Eigenschaften charakterisiert wird, wobei aber eine auffallend grosse Fluktuation des Dampfdruckes (durchschnittlich 6,4 Hgmm) besteht, dagegen sie in Jávorkút 2,1 ist und an den anderen Stationen 3,6 Hgmm nicht übersteigt. Charakteristisch ist die rasche Aenderung des Dampfdruckwertes in den Morgen- und Abendstunden (zwischen 6—7 Uhr 3,3 Hgmm), sowie das an jenes von Létrás erinnernde grosse Abendmaximum. Das Tal von Létrás ist gegen Becken von Szt. István's Moor offen. Die bei Létrás sich ansammelnde, bzw. sich hier abkühlende Luft sickert weiter in die Richtung von Szt. István's Moor und häuft sich hier an. Bei Szt. István's Moor wird die grosse Tagesfluktuation des Dampfdruckes von der grossen täglichen Fluktuation der Temperatur, von den intensiven Ansteigen und Abnehmen der Temperatur verursacht dadurch, dass es sich ein reichlicher Tau bildet, und dieser schnell verdampft wird.

Typ c) kann nicht zu den anderen Typen angeschlossen werden und hat keine Aehnlichkeit mit den anderen Stationen. In diese Gruppe gehört Jávorkút. Im Tagesgang des Dampfdruckes finden wir ein Drittmaximum und demgemäss ändert sich auch der Tagesgang der relativen Feuchtigkeit. Die Maxima liegen um 7, 14 und 19 Uhr, die Minima um 5, 9 und 17 Uhr. Die Differenz zwischen den Maxima und Minima liegt im allgemeinen zwischen 1,5—2,2 Hgmm.

Zur Kontrolle wurden auch die Stundenmittel des in der Höhe von 150 cm angebrachten Instrumentes der von der Klimastation etwa 20 m liegenden Psychrometerstation errechnet. Mit einer den Höhenunterschieden entsprechenden Differenz wurden auch hier analoge Regelmässigkeiten vorgefunden.

Es kann angenommen werden, dass dieses Phänomen teils eine Folge des bereits erwähnten Lokalwindes ist. Die nach dem Maximum von 7 Uhr des Dampfdruckes erfolgende Abnahme fällt mit dem Beginn des auf die Morgenstunden charakteristischen östlichen Windes zusammen, dessen Geschwindigkeit in der Früh im 7 Uhr selbst im 10tägigen Durchschnitt 95 m/min. ist, wogegen bei Kurbáerc die Geschwindigkeit auch zu dieser Zeit noch 20 m/min. aufweist. Zum Zeitpunkte des Drittmaximums, um 19 Uhr beginnt eine rege Luftbewegung. Die Ursache des Vormittagsmaximums ist vermutlich die in den Mittagsstunden vor sich gehende Verdampfung des auf dem Gebiete von einigen 100 Quadratmetern sich ausbreitenden Wassers der Quelle von Jávorkút.

Zusammenfassung

Das Ziel der Untersuchungen war die Feststellung, in welcher Weise sich die topographischen Formen der unmittelbaren Umgebung sich im Lokalklima des Hochtales auswirken und welche Unterschiede sie in demselben hervorrufen.

Im Laufe der Untersuchungen wurde folgendes festgestellt:

Unter den Extremen wird das Maximum an klaren Tagen durch die Einstrahlung bestimmt, die morphologischen Unterschiede haben in den Beschränkungen des Horizonts eine Rolle. In den von uns untersuchten Tälern sind die Maxima nahezu identisch; die morphologischen Unterschiede melden sich in den Minimumwerten.

In den geschlossenen, beckenartigen Tälern kann das Minimum extrem niedrig sein, und in dieser Weise ist die tägliche Fluktuation der Temperatur gross. Die Prozesse der Erwärmung und der Abkühlung sind intensiv. Die Luftfeuchtigkeit ist ebenfalls von einer grossen täglichen Fluktuation charakterisiert, die durch die Taubildung und Verdampfung mit der Temperatur im Zusammenhang steht. An klaren Nächten bildet sich auf dem Gebiete ein Kaltluftsee, welcher infolge der Abgeschlossenheit des Gebietes bloss mit der Erwärmung am Morgen sich auflöst.

Die longitudinalen, in beiden Richtungen offenen, breiten Täler vertreten mit ihren ausgeglichenen Temperatur- und Feuchtigkeitsgegebenheiten das typische lokale Hochtalklima.

Die periodisch eintretenden lokalen Winde mässigen die Temperatur-extreme und modifizieren hauptsächlich die Zeitpunkte der Minima.

An den milden Talabhängen kommen die Neigungsgegebenheiten zu einer Rolle in der Modifizierung des Talklimas. In der Erwärmungsetappe werden die Temperaturverhältnisse von dem Winkel und Exposition des Hanges, in der Abkühlungsperiode dagegen von dem Hange an sich reguliert. In den Morgenstunden zeigen sie die Eigenschaften des Talklimas, bei Nacht jene des lokalen Bergklimas. In dieser Weise kann das Talklima als Übergang zwischen zwei lokalen Klimaräumen angesehen werden.

Auf Grund der erhaltenen Resultate ist die Messungsmethode (mit den Standard-Registriergeräten einer Klimastation) geeignet und genügend zu der mit verhältnismässig einfachen Geräten ausgeführten Messung der aus den morphologischen Eigenschaften sich ergebenden wichtigsten Unterschiede des Lokalklimas.

LITERATUR

- BOROS J. (1966): Temperaturverhältnisse auf Bergwiese und in Tannenwaldbestand an sonnigen Sommertagen — *Acta Climatologica* Tom. VI. Szeged.
Időjárás Napijelentés (1962) Július, Augusztus. — Országos Meteorológiai Intézet.
WAGNER, R. (1955): Die geographische Anordnung der Mikrokimate auf dem Hosszú-bérc Berg im Bükkgebirge Ungarn — *Acta Geographica* Tom. I. Szeged.
WAGNER, R. (1956): Mikroklimatárségek és térképezésük. — *Földrajzi Közlemények*, 2

SOIL TEMPERATURE STUDIES IN PÓTHARASZT

by J. JUHÁSZ

Zusammenfassung: Der Verfasser bestimmt die verschiedenen Bodentypen im Naturschutzgebiet der sandigen Waldsteppe von Csévharaszt und versucht die Bodenwärmeströmungen zu ermitteln. Der Aufsatz nimmt auch die verschiedenen Pflanzenassoziationen in Betracht und führt auch Bodentemperaturtagesgänge auf.

Summary: The author determines the different kinds of soil in the nature conservation area of the sandy wood steppe of Csévharaszt and tries to throw light on the conditions of heat flow in the soil. He also takes the different plant communities into consideration and presents diurnal variations of the soil temperature.

Simultaneously with microclimatological studies of the sands and woody steppe of Csévharaszt we also studied the temperature and heat flow conditions of the soils in this area. It should be noted that the heat flow studies relating to the soil were not an end in themselves but served the general aim. We tried to find out what soil and soil temperature conditions ensure the development of the plant communities in Csévharaszt and in similar areas.

In this investigation we tried to demonstrate the possible ways of heat flow in the soil characterizing the soil conditions. So the temperature conditions of the surface layers of the soil, the interaction of the air temperature conditions and a detailed assessment of other results of the investigation could not be in the centre of our attention.

The investigated area belongs to the alluvial fan of the land between the Danube and the Tisza. The deposit near the surface derives from pleistocene alluvial deposition of the Danube. The surface layers consist of sand, sandy silt and loess. Under the influence of the changing air currents after the area had become dry land, the alluvial deposit was morphologically altered.

The results of the investigation by PÉCSI (9) and MOLNÁR (8) explain the development of the quicksand formations in the area. The present deflationary formations of the surface have been developed in the period stretching from the end of the Pleistocene until now. The movement of the sand must have been the most intensive in the hazel — nut period of the Holocene. In some places the composition of the upper layers of the surface changed already within small distances. On the more elevated places — on sand deposits — textureless sand soil — quicksand —, humiferous sand and chernozom — like sand were formed. In the old riverbeds and in the deflationary valleys mud and swamp meadow soils were formed.

The altitude of the area varies between 115—145 m above sea level.

The sand layer covering the soil surface generally contains calcium carbonate. In the neighborhood of the area, where enough humus and colloids have accumulated, uninterrupted agricultural production is going on. Owing to their composition the lower lying parts are much more fertile than the higher parts of the table-land. The quicksand has been tied by groves; especially in the lower parts.

The observations serving as a basis for this study were carried out in the western sector of the woods of Csévharaszt which is a protected area; it lies south-west of the village of Monor, and the distance by road is 6 km. The investigated area belongs to the village of Csévharaszt and figures under the name of Pusztacsév on the political map. The wood is wedged in between the villages of Inárcs and Csévharaszt in a north-west to south-east direction. The unbroken woodland of 30 km² surface is composed of the woods of Pótharaszt, Gombos. Buckás, Pusztá Pótharaszt and Kelemen.

Investigation in the above-named regions was confined to the 6 km² area of the wood of Buckás. The denomination of the areas of observation was made on the basis of the morphological conditions and the plant communities (10). They were: the space between sandhills, the sandhill top, the steppe meadow, the *Quercus robur* stand, the juniper brushwood with poplars, the sedge meadow, the oakwood with lilies of the valley and the grove with poplars.

The only difference in the instrumental equipment used in the different places was only the number of the air and soil thermometers and their maximal level — depending on the vegetation. Generally the following instruments were employed: air thermometers (resistance thermometers) between 10 and 500 cm height, soil thermometers to 30 cm depth from the surface (partly mercury, partly resistance thermometers), psychrometers in 10 and 150 cm height (Assman's type), anemometers and wind vanes in 1 m height, rain-gauges, sunshine meters (Campbell-Stokes's type), radiation intensity meter (Robitzsch's type), and in three places, i. e. in the space between the sandhills; on the steppe meadow and on the sedge meadow, instrument shelters with the usual equipment were set up. With this instrumental equipment we secured complex measurements on the basis of which we could establish vertically and horizontally formed microclimatic spaces (5).

In this study, however, as we have already mentioned in the introduction, besides investigation of the soil, problems of heat flow connected with the soil conditions were in the centre of our attention. Accordingly reference to the complex results is made only occasionally.

Measurements were carried out from 11 to 21 July 1960, from 25 to 28 April, from 31 October to 4 November 1962, and from 28 October to 2 November 1963.

The majority of the data were provided by the summer measurements; the spring and fall measurements furnished control material in the first place. The measurements were carried out in spring before the development of the foliage, in summer in the period of vegetative and generative development when the temperature culminates and in autumn before the falling of leaves. We think it is not unnecessary to mention that the theme with all its complexity is a part subject of the PT (Productivity of Terrestrial Communities) section of the national plan of IBP (International Biological Program).

In summer soil samples were produced by boring, in fall by digging. In both cases the general examination of the samples was done by an expert of the Agricultural Experimental Institute in Southern Hungary.

It is old knowledge that even within smaller units of the soil surface the characteristics such as situation, exposition, humidity, water permeability, vegetative cover, smoothness or roughness of the surface are often different. These are factors always influencing the heat condition of the soil surface, the water exchange and not in the least the microclimate.

According to our aim we deal in the first part of our study with the soil conditions of the places of observation and in the second part with the possibilities of the heat flow in the soil.

I.

The results of the soil examinations were compared with the findings of KÁROLY SIK which, although not in detail, apply also to the woody areas investigated by us (5).

1. On the basis of sedimentation the soil of the **sandhill top** can be classed as rough sand and fine sand. On the basis of the results of the examination of soil samples shown in Table 1 the following statements can be made. The soil of the sandhill top contains little clay and silt, and calcium carbonate only in traces. The low capillary water-lifting capacity of the layers near the surface of the soil suggests that the soil contains much undecomposed organic matter. The subsoil water is low. The hygroscopic values (hy, Table 1) are small. The plants develop too slowly. The chemical effect of the soil is slightly alkaline in the whole depth of the sample (pH, Table 1). The surface of the terrain is hilly. The trend of the sandhills is north-east and south-west. The basic material of the soil sample is sand. The upper layer is sharp to the touch, especially in the dry state, and without texture. The soil conducts water well, yet little water remains in the root zone because there is no impermeable layer near the surface. The thickness of the humus layer is very small, 15 cm on the average, and this layer is very loose.

The water-conductivity of the soil is good. The intergranular spaces are great. The maximal depth of the penetration of the roots is 25—30 cm. The development of the plant communities depends to a great extent on the humidity of the soil. Downward of 20 cm in the soil there is not enough organic matter and so it cannot store nutrients in the form of solutions. The level of the subsoil water on the sandhill top cannot be ascertained because around 2 m depth it is impossible even to make deductions about the wetter layers.

2. On the basis of the sedimentation values the soil of the **space between the sandhills** may be classed with the kinds of sand. On the basis of compactness we came to the same conclusion. Here the clay and pure mud content is somewhat larger than on the sandhill top. The capillary water-lifting capacity grows with the depth of the layers. The great waterlifting capacity of the upper layers in this case suggests (after 5 hr, Table 2), that the larger part of the organic matter that has got into the soil is already decomposing. The values of hygroscopy here are on average greater than on the sandhill top. On the basis of its CaCO_3 content the soil may be said to be calcarious.

In the space between the hills the decomposition of organic matter

Table 1.

Data of the soil sample from the sandhill top

Depth of sample cm	Sedimentable part %	Index of compactness Ke	hy %	Capillary waterlifting capacity after 5 hr	pH in H ₂ O	Calcium carbonate content %	Salt %
10	2	30	0,25	160	7,5	tr	0,02
20	2	30	0,25	160	7,5	tr	0,02
30	3	30	0,20	345	7,5	tr	0,02
40	3	19	0,20	345	7,6	tr	0,02
50	3	25	0,18	345	7,6	tr	0,02
60	4	20	0,18	345	7,7	tr	0,02
70	4	26	0,16	345	7,7	tr	0,02
80	14	21	0,15	320	7,6	tr	0,02
90—200	14	20	0,15	320	7,5	tr	0,02

Depth of soil sample cm	The investigated area	Surface of layers	Physical soil kind	Morphological structure	Thickness of humus layer cm	Depth of roots cm
0—15	hilly	light browh	fine	sand	15	25—30
15—83			sand	sand		
83—111			sand	colorless		
111—204			sand	sand		

Table 2.

Soil sample data from the space between the hills

Depth of soil sample cm	Sedimentable part %	Index of compactness Ke	hy %	Capill. wat.—1. capac. after 5 hr	pH in H ₂ O	Calcium carbonate content %	Salt %
10	5	31	0,32	300	7,4	6,4	0,02
20	5	34	0,32	300	7,5	5,6	0,02
30	5	35	0,35	300	7,7	8,5	0,02
40	7	21	0,30	300	7,7	8,1	0,02
50	15	21	0,30	300	7,8	9,4	0,02
60	15	21	0,31	300	7,7	8,5	0,02
70	16	20	0,25	300	7,7	11,5	0,02
80—200	14—15	21—30	0,19—0,31	300—350	7,6—7,7	7,7—10,4	0,02

takes place under anaerobic conditions. The calcium content always accelerates the decomposition of organic matter. The surface of the investigated area is slightly undulating. Yellow is the dominant color in the surface layers:

its basic material is sand in coarse and in fine gleyey variation. Its structure is slightly crumbly, granular. It is known that gleyey areas are not favorable for plants even on sand because reductive processes take place in them. If the gleyey layer is under the root zone, it may retain water.

On sandy soils the more compact part ensures better life conditions for the plants.

In our soil sample the humus layer is already somewhat thicker than on the sandhill top. The rather coarse sand layer is dry here but downward from the gleyey layer it is slightly humid. There is more humidity among the roots than on the sandhill top. The depth of the roots changes in each square meter depending on the depth of the humus layer. It is only the roots of the juniper brush that penetrate through the gleyey layer. As a result of good water-lifting capacity, the influence of the subsoil water can already be noticed in the lower part of the 2 m deep sample.

3. In the soil of the **steppe meadow**, the **Quercus robur** stand and the **juniper brushwood with poplars** coarse sand is found in the top layer, and fine and gleyey forms are found deeper down. The capillary water-lifting capacity of this soil is great. The larger part of the organic substances getting into the soil is already decomposing. Its chemical effect is neutral. It is a soil poor in calcium (Table 3). The surface of the area is slightly undulating; the basic material of the soil is sand. The dominant color of the layers examined is brown. The upper part is coarser, but under it fine and then gleyey layers are to be found.

The structure of the soil is slightly crumbly near the surface, under this it is sandy, in places compactly sandy in stripes. The average thickness of the humus is 60 cm. In the area of the oakwood and the juniper brushwood with poplars depending on the thickness of the humus layer, the plants are much more vigorous than in the sector of the steppe-meadow and the sandhill top. The soil in all the three areas conducts water well, and there remains

Table 3.

Soil sample data of the Quercus robur stand and the juniper brush with poplars

Depth of soil sample cm	Sedimentable part %	Index of compactness Ke	hy %	Capill. wat.—1. capac. after 5 hr	pH in H ₂ O	Calcium carbonate content %	Salt %
10	8	33	0,4	380	7,2	tr	0,02
20	9	27	0,4	380	7,3	tr	0,02
30	9	29	0,4	360	7,3	tr	0,02
40	10	25	0,5	364	7,4	tr	0,02
50	12	29	0,6	325	7,5	tr	0,02
60	12	26	0,6	334	7,5	tr	0,02
70	12	24	0,7	340	7,5	tr	0,02
80	14	30	0,6	350	7,5	tr	0,02
90	14	25	0,6	346	7,5	tr	0,02
100	14	25	0,6	328	7,4	tr	0,02
120—200	18	25	0,6	326	7,5	tr	0,02

more water in the root zone than on the sandhill top and between the sandhills. The rich growth of roots penetrates through various sandy layers. The decomposition of the organic matter accumulated in the *Quercus robur* stand and in the juniper brushwood with poplars is slow. Calcium carbonate, as indicated in Table 3, can be found only in traces. The lower part of the soil sample is humid, airless; its capillary waterlifting capacity is greater than in the region of the sandhill top.

4. On the basis of sedimentation and compactness the soil of the **sedge meadow** can be classed as a kind of mud. On the other hand, the hygroscopy values and the five-hour capillary water-lifting suggest clayey mud. The circumstances of its development are the same as those of meadow clay, but its composition is different. The basic rock of the basin bottom with low subsoil water is fine sand and silt. The layers are compact, their calcium carbonate content is very high. On the basis of its pH and its CaCO_3 content the soil may be considered highly calcarious. The water supply of the soil is good. Calcium precipitation is common. The subsoil water is relatively high. The waterlifting capacity of the soil is, in comparison with that of the space between the sandhills and its neighborhood, rather low (Table 4).

The organic substances in the soil decompose rapidly. The meadow area formed in the filled-up bed is gradually drying out and in the course of time the earlier rich vegetation has become stunted. The colors of the soil layers from the surface downward are brown, black, yellow and greyish white. Under the uppermost layer of fine sand there are kotu, peat and mud layers. There is, however, too little peat in the soil, it is not fit for exploitation. In the 80 cm thick humus layer there is relatively much organic matter. The roots have penetrated to a depth of 50—80 cm on the average. The depth of the subsoil water is very variable, in places it is 1,5, elsewhere 2,5—3 m.

The sedge-meadow is the part with the richest vegetation in the area the natural result of which is that its fauna is also rich. There are more roes, rabbits and pheasants living in this part than in the other investigated areas altogether.

5. The soil of the **reeds mixed with nettles** between the sedge-meadow and

Table 4.

Data of the soil samples from the sedge-meadow

Depth of sample cm	Sedi- men- table part %	Index of com- pact- ness Ke	by %	Capil- lary water lifting capa- city after 5 hr	pH in H_2O	Calcium carbo- nate content %	Alkali- nity as soda %	Salt %
10—20	28	36	2,6	185	7,5	39,3	tr	0,02
20—60	35	40	3,4	172	7,5	50,8	tr	0,02
70	36	41	3,6	171	7,7	64,0	tr	0,02
80—90	39	42	3,8	142	7,8	68,4	tr	0,02
100	32	39	3,4	135	7,8	62,0	tr	0,02
110—200	31	40	3,9	125	7,9	68,5	tr	0,02

Table 5.

Data of the soil samples from the reedbed with nettles

Depth of sample cm	Sedi- men- table part %	Index of com- pact- ness Ke	hy %	Capil- lary water lifting capa- city after 5 hr	pH in H ₂ O	Cal- cium carbo- nate content %	Alkali- nity as soda %	Salt %
10	24	37	1,7	80	7,5	35,9	tr	0,06
20	24	37	1,7	80	7,5	39,9	tr	0,06
30—40	35	39	2,3	70	7,5	43,6	tr	0,06
40—60	60	42	2,8	80	7,6	62,0	tr	0,06
70	68	43	5,2	45	7,8	64,5	tr	0,02
70—90	68	42	5,0	82	7,8	63,2	tr	0,04
90—140	30	32	1,0	240	7,8	ny	—	0,06
140—200	28	32	0,8	390	7,7	ny	—	0,06

the oakwood with lilies of the valley is sandy mud to a depth of 40 cm, silt to 90 cm depth and from it downward sandy mud again. The values of compactness and of sedimentation are in agreement (Table 5). The hygroscopy values also prove the reality of the values mentioned.

According to its chemical effect the uppermost layer is slightly alkaline with a high calcium carbonate content. The decomposition of the organic substances in the soil is ensured. There is much organic matter accumulated in this place once covered with water which used to be the bottom of a swamp. After draining humus formation began. The calcium carbonate content is characteristic of the uppermost 1 m deep layer only (Table 5).

The thin layer of muddy clay hinders deeper penetration of the roots.

The reedbed with nettles and the oakwood with lilies of the valley have also kotu swamp soil formed on calcareous sand. The kotu layer is mixed with the swamp soil. The level of the subsoil water is high. Its capillary water lifting capacity increases from the surface upward except in the clayey layer. The color of the soil layers from the top downward is very variable: brown, black, yellow and greyish white. The layers differ from each other sharply in color. The basic material of the layers is sand, for the most part compacted; in the black stripe there is another thin humus layer of greenish grey color. The ferrous compounds in it are reduced. In the root zone the iron veins can well be seen with the naked eye.

6. The soil of the oakwood with lilies of the valley and of the poplar grove is mud in the top layers, with muddy sand under it in more firmly bound form in places. The water conductivity of the soil gradually decreases downward; on the other hand, its water-storing capacity is good. Its swelling and shrinking ability is great. The top layer is liable to dry out quickly in summer if there is little precipitation. On the basis of the pH values (Table 6) the soil can be regarded as a slightly alkaline variety.

It is a flat area higher than the reedbed with nettles and the sedge-meadow. The color of the soil downward from above is brown, black, yellow and greyish

Table 6.

*Data of the soil samples from the oakwood with lilies of the valley and
from the poplar grove*

Depth of sample cm	Sedimen- table part %	Index of compactness Ke	hy %	Capil- lary water lifting capa- city after 6 hr	pH in H ₂ O	Calcium carbonate content %	Salt %
10—60	26—27	27—35	1,57—2,77	140	6,9—7,4	—	0,02
60—100	45—64	37	3,45—3,77	135	7,1—7,8	0—4,7	0,02
100—200	64—74	34—56	3,45—5,39	128	7,6—7,8	4,7—30,8	0,02

white. These colors are sharply separated from each other. The uppermost layer near the surface is mud, and under it there is muddy, clayey sand. Of all the investigated areas it is here that the humus layer is the thickest — 100 cm on the average. Corresponding to the thickness of the humus layer, the roots of the vegetation are very well developed. The layers above the muddy clay are very wet. As in the reedbed with nettles, the subsoil water is very high. The organic substances in the humus layer transform themselves only with difficulty. Their transformation is hindered by the anaerobic conditions.

II.

After evaluation of the data of the soil samples we come to a quantitative description of the vertical heat flow in the soil.

When the approximately periodically changing diurnal temperatures get under the surface of the soil, it is possible to determine how fast the thermal wave spreads toward the lower layers and what temperature can be expected in a place at a given time.

From the general formula of heat conductivity (12) a correlation can be deducted concerning the distribution of temperature T in the case of one-dimensional spreading. In case of constant heat flow in one direction the tem-

perature gradient is $\frac{\Delta T}{\Delta X} = \text{constant}$ and starting from a temperature of I_0 in an $x = 0$ place toward lower temperatures, for instance going downward from the surface of the soil, yet near the surface, the temperature T decreases proportionally with the distance. So in a place x near the surface

$$T = T_0 - \frac{\Delta T}{\Delta X} x \quad (1)$$

If we communicate heat periodically in the place $x = 0$ on the surface of the soil, then upon the temperature distribution under (1) a periodically changing temperature distribution is superposed. At the place $x = 0$, assuming a sinoid periodicity, the temperature is:

$$T_0^* = T_0 + T_m \sin \omega t,$$

where T_m is the maximal change of temperature, $\omega = 2\pi f$ (f = the frequency of periodic warming).

The general formula of heat conduction in the case of one-dimensional propagation is:

$$\frac{d^2 T}{dx^2} = \frac{cd}{k} \cdot \frac{dT}{dt} \quad (2)$$

where d is the density of the medium, c its specific heat, and k the coefficient of heat conduction. The solution of a linear and homogeneous differential equation of this kind under the known limit conditions is:

$$T = T_0 - \frac{\Delta T}{\Delta X} X + T_m e^{ax} \sin(\omega t + bx) \quad (3)$$

where a and b are constants, T is the temperature at a time t at a distance x from the surface, and e is the basis of the natural logarithm. We obtain the values of the constants by forming the differential quotients necessary for (2) from (3) and substituting them in (2). Thus with the constants the final form of equation (3) can be written (12). The distance of two consecutive places of maximum is the length of the temperature wave which is expressed by the value λ . Using this

$$\frac{k}{cd} = \frac{f \cdot \lambda}{4\pi}$$

This expression allows us to know $\frac{k}{cd} = D$ (the so called heat diffusion constant or temperature conductivity (if we know f and λ , and if c and d are also known we can determine k). Applying the solution method above — using the values c and d got from laboratory measurements — we found that the heat conductivity (k), the specific heat (c), the density (d), and the temperature conductivity of the soils examined by us are varied. These data are shown in Table 7. The values of specific heat and density are mean values of the samples from 10, 50, and 100 cm depth.

Of the properties of the soil surface the material quality plays an important role in the transmission of energy. The energy of absorbed and scattered radiation depends among others on the absorbing or reflecting capacity (albedo) of the surface. An important quality is the specific heat; its differences cause even in case of equal energy absorption different degrees of warming both in the uppermost and in the deeper layers of the soil (3—4).

In Table 7 we can see the differences between the specific heat and density values of the sandy and clayey soils examined. *Considering that of the substances forming the soil surface the dry earth and the water surface show the greatest difference in specific heat (3) our findings are consequent since the specific heat of the low-lying, wet areas (e. g. the sedge-meadow and its neighborhood) is greater than that of the higher dry soils (e. g. the sandhill top and its neighbor-*

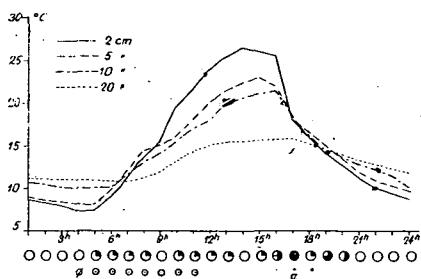
Table 7.

Heat conductivity, specific heat, density and temperature conductivity of the soils

Area	k cal cm ⁻¹ deg ⁻¹ min ⁻¹	c cal/deg g	d g/cm ³	D cm ² sec ⁻¹
Sandhill top (sand)	0,18	0,20	2,05	$7,3 \cdot 10^{-3}$
Space between hills (sand)	0,19	0,21	2,24	$6,7 \cdot 10^{-3}$
Steppe-meadow (sand)	0,18	0,20	2,05	$7,3 \cdot 10^{-3}$
Quercus robur wood (sand)	0,17	0,21	2,14	$6,2 \cdot 10^{-3}$
Juniper brushwood with poplars (sand)	0,17	0,21	2,12	$6,3 \cdot 10^{-3}$
Sedge-meadow (sandy clay)	0,20	0,28	2,38	$5,0 \cdot 10^{-3}$
Reedbed with nettles (sandy clay)	0,21	0,28	2,48	$5,0 \cdot 10^{-3}$
Oakwood with lilies of the valley (clay)	0,15	0,30	2,25	$4,0 \cdot 10^{-3}$
Poplar grove (clay)	0,15	0,34	2,20	$3,3 \cdot 10^{-3}$

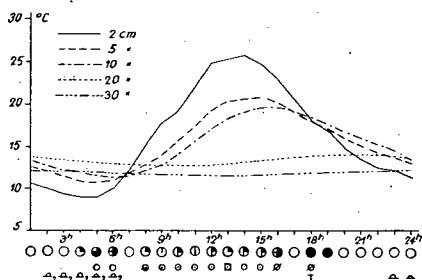
hood). Under identical radiation conditions, or we may say, in case of similar energy absorption the warming of soils with smaller specific heat is greater than that of soils with greater specific heat, as for instance in the neighborhood of the sedge-meadow. When similar energy is given off, cooling is less intensive in the region of the sandhill top than in soils with greater specific heat (Fig. 1.) The fact, that in clayey soils the heat conductivity (k) and what is essentially the same, the heat diffusion constant is smaller than in sandy soils, explains the phenomenon seen in Figs. 1 and 2 that the temperature wave cannot be noticed in 20 cm depth under the soil surface of the sedge-meadow while it is very pronounced on the steppe-meadow.

The densities of the sandy soil of the sandhill top, the space between the sandhills, the steppe-meadow, the juniper brushwood with poplars and the Quercus robur stand differ, even though slightly, from the densities of the soil of the sedge-meadow and the reedbed with nettles in spite of the fact that the wet areas investigated by us contain an abundance of organic matter. The densities of the soil, the oakwood with lilies of the valley and the poplar grove in which there is also much organic matter differed minimally from the density of the higher-lying dry sand. This difference was enough to influence the soil and air temperatures (1, 4).



The diurnal variation of temperature on the steppe-meadow

*The diurnal variation of the soil temperature
on the sedge-meadow*



In the same length of time the humid soil of the reedbed with nettles, the sedge-meadow, the oakwood with lilies of the valley, and the poplar grove warmed up from the same amount of energy to a smaller degree than the soil of the dry sandhill top and of its neighborhood (Fig. 2). The difference in warming is increased by evaporation because the wet soil uses part of the energy for evaporation and less is used for warming. It follows from this that the surface of wet soils, like that of the sedge-meadow and the reedbed with nettles, is colder than the surface of dry sand soils. This effect manifests itself of course also in the temperature of the microclimatic air layers near the soil (1, 5).

In the fate of the energy reaching the surface other important factors besides the differences of specific heat and density of the soil are the heat conductivity and the temperature conductivity. These two factors have a decisive influence on the velocity of heat transfer in the soil as well as on the substitution of the heat energy radiated from the surface.

The differences in the heat conductivity and temperature conductivity of the sandy and clayey soils are connected not only with the specific heat but also with the air content of the soils. When taking soil samples it was established that the clayey soil or sandy day soil of the sedge-meadow and its neighborhood, owing to the presence of much undecomposed organic matter, contains much more air than the sand which is prevalent in the region of the sandhill top although sand is also a loose material containing much air. On the basis of the organic matter contained in the soils we could already infer that differences in the heat conductivity and the temperature conductivity of the soils were to be expected.

Using suitable calculations (12) it is possible to determine the velocity of the propagation of the daily temperature wave

$$v = \sqrt{\frac{k}{4\pi \cdot cd}} \cdot f,$$

and the time needed for the maximum to reach 1 m depth:

$$t = \frac{x}{v} = x \sqrt{\frac{1}{4\pi Df}}$$

It should be noted that the results obtained by calculations of this kind are in many respects strongly approximative chiefly because the structure of the soil is not homogeneous and the heat propagates not only vertically.

Table 8. The velocity of the propagation of the soil temperature wave in cm/sec. its time of propagation in hr to 100 cm depth

	v cm/sec	t hr
Sandhill top	$10,2 \cdot 10^{-4}$	27,2
Space between hills	$9,8 \cdot 10^{-4}$	28,9
Steppe-meadow	$10,2 \cdot 10^{-4}$	27,2
Quercus robur stand	$9,5 \cdot 10^{-4}$	29,2
Juniper brushwood with	$9,5 \cdot 10^{-4}$	29,2
Sedge-meadow	$8,5 \cdot 10^{-4}$	32,5
Reedbed with nettles	$8,5 \cdot 10^{-4}$	32,5
Oakwood with lilies of the valley	$7,6 \cdot 10^{-4}$	36,5
Poplar wood	$6,9 \cdot 10^{-4}$	40,1

The results of our investigations obtained on the basis of summer and fall soil samples are as follows:

The differences in the approximate velocity and time of propagation can be demonstrated also qualitatively. These differences influence, of course, the soil temperature (5).

The wet soils, rich in humus and containing much air like the soils of the poplar grove, the oakwood with lilies of the valley, the reedbed with nettles, and the sedge-meadow warmed more slowly even in case of the same energy absorption depending on the values k , c , d and D than the drier soils poorer in humus of the sandhill top and of the steppe-meadow. It must be noted here that the surface of the soils was covered by various plant communities (10). It is only in uncovered soil that the soil temperature can manifest itself undisturbed in the form described by us. The covering of the soils investigated and generally the covering of the soil, results in essentially different soil temperature conditions.

In case of vegetable covering, a part of the energy-transmitting role of the soil is taken over by the vegetation above the surface (3). In the case of very dense vegetation, as in the oakwood with lilies of the valley and in the poplar grove, the surface of the soil receives a minimal amount of the prevailing irradiation in consequence of which it warms up and cools down less. The active surface on the soil, depending on the vegetation, almost ceases to exist in some cases and is transposed to the surfaces of the various kinds of vegetation (5).

In this study we have attempted to show the heat flow in the soil besides characterizing the soil conditions. We have discussed only briefly the warming of the soil, the role of the vegetation in the development of the different active surfaces, because these themes require a special study due to their importance.

REFERENCES

1. ANDÓ M.: Homoktérzsin mikroklimatikus hőmérsékletváltozása különböző időjárási viszonyok alkalmával. *Földrajzi Értesítő*, 10, 1961.
2. BACSÓ N.: Budapest és környékének éghajlata. Budapest természeti földrajza 1. Budapest 1958.
3. BACSÓ N.: Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1959.
4. GEIGER R.: Das Klima der Bodennahen Luftschicht. Braunschweig, 1950.
5. JUHÁSZ J.: Homok erdő-sztyepp ártéri kistájának talaj és léghőmérsékleti viszonyai. Kandidátusi értekezés. Szeged, 1966.
6. JUHÁSZ J.: Adatok a csévharashti homok erdő-sztyepp mikroklimájához. A Műszaki és Természettud. Egy. Szöv. Szegedi Intézőbizottságának évkönyvéből, 1964.
7. MIHAJLOV V. A.: A táj kutatás és a természeti földrajzi tájfelosztás Délnyugat-Ukrajna és Magyarország szomszédos területeinek példáján. *Földrajzi Közlemények*, 12, 1964.
8. MOLNÁR B.: A Duna—Tisza közli colikus rétegek felszíni és a felszín alatti kiterjedése. *Földtani Közlemények* 2/1961, 300—315.
9. PÉCSI M.: Budapest természeti képe. Akadémiai Kiadó, 1958.
10. SIMON T.: Duna—Tisza közli hátsági vegetáció ismertetése. Manuscript 1961.
11. WAGNER R.: Mikroklimatárségek és térképezésük. *Földrajzi Közlemények* 80, 201—216, Budapest, 1956.
12. WEBER R. L.: Heat and Temperature Measurement. New York, Prentice Hall, Inc. 1950. Periodic Flow of Heat In One Dimension, 40—43.

INHALT

BÉLL, B.: Die Bedeutung des advektiven Wärmetransportes in der Energiebilanz des Luftraumes des Karpatenbeckens	3
WAGNER, R.: Tagesgänge der Temperatur an Bergwiesen und in Wäldern	33
OBREBSKA—STARKEL, B.: Some results of investigations of meso and micro- climatic conditions in small mountain drainage areas in the Beskides (Polish West Carpathians)	67
BOROS, J.: Angaben zur Untersuchung von lokalen Talklimas	83
JUHÁSZ, J.: Soil Temperature Studies in Pótharaszti	97

Felelős kiadó: Dr. Wágner Richárd
69. 4235 Bács-Kiskun megyei Nyomda Vállalat, Kecskemét